
3 1761 07475762 6



GRUNDWASSER

UND

QUELLEN

EINE HYDROGEOLOGIE DES UNTERGRUNDES

GRUNDWASSER
UND
QUELLEN

EINE HYDROGEOLOGIE DES UNTERGRUNDES

VON

DR. h. c. HANS HÖFER VON HEIMHALT
K. K. HOFRAT, EM. O. Ö. PROFESSOR DER GEOLOGIE AN DER
MONTANISTISCHEN HOCHSCHULE IN LEOBEN

MIT 51 IN DEN TEXT GEDRUCKTEN ABBILDUNGEN



BRAUNSCHWEIG
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDR. VIEWEG & SOHN
1912



VORWORT.

Das Wasser ist ein allgemeines Bedürfnis der Menschheit. Die ersten Ansiedelungen derselben waren vielfach von der Nähe des Wassers bestimmt. Die zerstreut liegenden, oft uralten Gehöfte unserer Gebirge sind an Quellen gebunden; jede reichte nur für eine oder wenige Ansiedelungen aus. Gemeinwesen konnten sich hier wegen Wassermangel nicht bilden. Die Wassermenge, die einer Ansiedelung zur Verfügung steht, bedingt ihre Entwickelung, insbesondere wenn damit Viehzucht verbunden ist. Als der Mensch so weit fortgeschritten war, daß er in die Erde Gruben zu graben vermochte, stieß er hierbei auf Wasser; damit war der Brunnen erfunden und es konnten sich die Ansiedelungen enger gruppieren, es konnten sich Gemeinwesen bilden, welche vordem an Bäche und Seen gebunden waren. Das Städtewesen konnte sich frei entwickeln. Dies fand besonders in den Ebenen statt, weil dort nebst anderen Gründen reichlich und vielerorts das Wasser durch Brunnen leicht erschlossen werden konnte.

Dort, wo sonst günstige Besiedelungsverhältnisse waren, doch Quellen und unterirdische Wasserläufe nicht erschlossen werden konnten, lag dem Menschen der Gedanke nahe, das Regenwasser und den Schnee aufzufangen und aufzustapeln; dies geschah und geschieht in Zisternen. Meist war jedoch diese Wassermenge klein und die Entwickelung der Ansiedelung unterbunden und eng begrenzt.

Einen weiteren Fortschritt bildete die Fähigkeit, das Wasser aufzustauen und auf größere Entfernung weiterzuleiten. Dieses setzt eine relativ hohe Kultur voraus, schon aus dem Grunde — abgesehen von dem höheren technischen Können —, weil es ein Beweis dafür ist, daß der Mensch den Wert des guten und gesunden Trinkwassers hoch einschätzte und hierfür große Opfer an Arbeit, Zeit und Geld brachte.

Der hohe Wert guten Wassers ist ja allgemein bekannt, sowohl hinsichtlich des Genusses bei Mensch und Tier, als auch für viele

Gewerbe und Industrien; die Mineralwasser geben den Menschen Gesundheit oder ein erhöhtes Wohlbehagen. Die Bodenkultur hängt innig mit dem Bodenwasser zusammen. Es können wohl weitere Worte über den Nutzen des Wassers des Untergrundes erspart werden.

Für die Menschen ist gutes Wasser gewöhnlich ein gern gesehener Freund; hingegen tritt das Wasser dem Bergmann, dem Tunnelbauer und manchem anderen Techniker auch feindlich gegenüber; oft wird es erst nach schweren Kämpfen, die Gut, Zeit und selbst Menschenleben verschlingen, bewältigt.

Das in der Erde verborgene Wasser verdient somit aus vielfachen Gründen die ganz besondere Aufmerksamkeit des Menschen. Seine Entstehung und Wanderung beschäftigt seit längster Zeit denkende Menschen; wir finden schon Aristoteles in diese Erwägungen versunken.

Heute ist es insbesondere der Techniker, der sich mit den unterirdischen Wasserläufen und deren Austritt zur Erdoberfläche, den Quellen, eingehend vertraut zu machen hat. Es scheint mir deshalb eine Hydrogeologie des Untergrundes ein weitreichendes Bedürfnis zu sein, dem ich versuchen will, durch dieses Buch zu entsprechen.

Unsere verschiedenen, sonst vorzüglichen Lehrbücher der Geologie tragen jenem Bedürfnis des Technikers nicht ausreichend Rücksicht.

Seit dem Jahre 1874 mußte ich mich sowohl als Bergingenieur als auch als Geologe mit der Hydrogeologie des Untergrundes häufig auch praktisch und manchmal auch in sehr komplizierten und verantwortungsreichen Fällen beschäftigen; dies kam auch meinen Vorlesungen zugute. Die Praxis regt zum Forschen und Denken an und prüft mit herrlicher Objektivität das Erdachte, die Theorie.

Dieses kleine Buch, aus meinen Vorlesungen an der hiesigen k. k. montanistischen Hochschule entstanden, will dem praktischen Leben nützen, doch auch der theoretischen Spekulation entsprechen, ohne dabei den realen Boden zu verlieren. Es will nicht den ganzen reichen Stoff erschöpfen, sondern vielfach auf Grund eigener Arbeit ein Leitfaden der Lehre vom Tiefenwasser und der Quellen sein.

Herrn Dr. O. Großpietsch in Leoben sage ich auch an dieser Stelle für die Mitbesorgung der Korrekturen den wärmsten Dank, ebenso der geehrten Verlagsfirma für das stets bewiesene freundliche Entgegenkommen.

Leoben, Ostern 1912.

Hans von Höfer.

INHALT.

Das Felswasser.

Seite

Quellen.

Mineralquellen.

Die Temperatur des Bodenwassers und der Quellen.

Die Ergiebigkeit der Quellen.

Mineralisation des Bodenwassers; Abhängigkeit der Wassergüte von geologischen Verhältnissen.

Die Beeinflussung der Quellen und des Grundwassers; deren Schutzfelder.

Wasserversorgung der Ortschaften.

Beschaffenheit und Beurteilung des Wassers.

Das reine Wasser besteht aus 88,9 Gewichtsteilen Sauerstoff und 11,1 Gewichtsteilen Wasserstoff oder aus 2 Raumteilen Wasserstoff und 1 Raumteil Sauerstoff, welche sich zu 2 Raumteilen Wasserdampf verbinden. Das in der Natur vorkommende Wasser ist jedoch nie chemisch rein, sondern enthält meist in geringen Mengen verschiedene Bestandteile, am häufigsten Ammoniak, Salpeter- und Schwefelsäure, Chlorverbindungen, gelöst und Gase (Luft, Kohlensäure) gebunden. Überdies finden sich meist auch fremde Bestandteile darin schwebend, die oft, wie die Bakterien, erst mikroskopisch erkannt werden.

Das reine Wasser ist vollständig durchsichtig, klar, in mächtiger Schicht blau, geruch- und geschmacklos. Das natürliche Wasser hat oft einen mehr oder weniger deutlich ausgeprägten Geschmack, der von den Beimengungen herrührt. Das Wasser hat bei + 4° seine größte Dichte, wobei 1 Liter 1 kg wiegt. Erwärmt sowohl wie unter 4° abgekühlt nimmt das Volumen zu. Für angenäherte Rechnung genügt die Formel $V_t = 1 + \alpha\,(t - 4)^2$, wobei V_t das Volumen 1 kg Wassers bei der Temperatur t und $\alpha = 0{,}000\,003\,799\,1$ ist.

Das Wasser ist fast gar nicht zusammendrückbar, da die Kompressibilität bei dem Druck von 1 Atmosphäre bei 0° nur 0,000 050 3 und bei 50° 0,000 041 ist. Das Wasser hat ein hohes Lösungsvermögen[1]), verdunstet bei jeder Temperatur, in der Wärme mehr als in der Kälte. Die Verdunstung wird befördert durch geringeren Druck der Luft, deren Bewegung und geringer Sättigung mit Wasserdampf; die Stärke der Verdunstung richtet sich somit nach dem Sättigungsdefizit der Luft. Die höchste Wasserdampfmenge, welche die Luft aufzunehmen vermag, ist das Sättigungsmaximum, das bei gleichem Barometerstand (Luftdruck) von der Temperatur abhängt.

Die Siedetemperatur des Wassers ist bei 1 Atm. Druck = 100° C, steigt mit dem Druck und mit der Art und Menge der gelösten Bestandteile; sie steigt z. B. bei 7 Proz. Kochsalz auf 101°, bei 35 Proz.

[1]) 1 Liter löst bei 1 Atm. Druck bei 10° Sauerstoff 33, Stickstoff, Kohlensäure 1185.

auf 107°. 1 m³ Luft enthält bei 4° — 6,37, bei 10° — 9,37, bei 15° — 12,76, bei 20° — 17,16 g Wasserdampf bei 1 Atm. Druck.

Das Trinkwasser, das auch zum Kochen dient, muß vollständig klar und rein sein; Schwebestoffe, welcher Art immer, dürfen nicht vorkommen; es muß alle früher genannten Eigenschaften des reinen Wassers besitzen. Der Geschmack soll nur erfrischend sein, was durch eine entsprechende Temperatur, durch einen Kohlensäure- und Luftgehalt bedingt wird. Erstere ist für Trinkzwecke am vorteilhaftesten, mit + 8 bis 12° und mit mehr als 15° nicht mehr erfrischend und unter + 5° der Gesundheit abträglich.

Der höhere Kohlensäuregehalt bedingt in der Regel einen höheren Gehalt an mineralischen Bestandteilen, besonders an Calcium und Magnesium. Diesen Gehalt bezeichnet man als Härte des Wassers, er wird in Härtegraden ausgedrückt; in 100 000 Gewichtsteilen Wasser entspricht dem deutschen Härtegrad (H_d) 1 Teil Calcium-Magnesiumoxyd, dem französischen (H_f) 1 Teil Calcium-Magnesiumkarbonat und dem englischen (H_e) 1 Gran Calcium-Magnesiumkarbonat in 1 Gallon (4,5435 Liter) Wasser. Überall wird der Magnesiagehalt in Kalk umgerechnet, bei den deutschen Härtegraden dadurch, daß man ersteren mit 1,4, in den Karbonaten mit 1,75 multipliziert. Zur Umrechnung dieser verschiedenen Härtegrade bediene man sich der Formeln:

$$H_d = 1,786\ H_f = 1,25\ H_e.$$

In Mitteleuropa sind fast durchweg die deutschen Härtegrade üblich. Man unterscheidet weiche und harte Wasser, ohne daß hierfür eine scharfe Grenze vereinbart wäre; meist nimmt man für ersteres 15 H_d als obere Grenze an; hartes Wasser hat 20 bis 30, sehr hartes Wasser über 30 H_d. Für das Trinkwasser ist ein gewisser Härtegrad nicht abträglich, da man annimmt, daß der Kalk für die Knochenbildung und gegen einen Überschuß von Magensäure vorteilhaft wirkt; doch soll der Magnesiagehalt nicht über 4 bis 5 H_d steigen. Hartes Wasser ist für verschiedene gewerbliche und industrielle Zwecke, wie zur Speisung der Dampfkessel (Kesselsteinbildung), für Bierbrauereien, Färbereien, Druckereien, Bleichereien, Zucker- und Papierfabriken abträglich; auch benötigt ein hartes Wasser beim Waschen viel mehr Seife, die wenig schäumt, und beim Kochen von Hülsenfrüchten mehr Brennstoff. Hartes Wasser, ebenso chloridreiches, ist für die Tee- und Kaffeebereitung ungünstig.

Unter Gesamthärte (H_g) versteht man die Härte des frischen ungekochten Wassers. Durch das Kochen entweicht ein Teil der Kohlensäure, weshalb ein Teil des Calcium- und Magnesiumkarbonats als unlöslich ausgefällt wird. Diese, wieder auf 100 000 Teile Wasser berechnet, ist die temporäre Härte (H_t), welche bei den deutschen Härtegraden auf Calcium-Magnesiumoxyd umgerechnet werden muß; sie ist der gebundenen Kohlensäure äquivalent und kann aus dieser

berechnet werden. Die Härte des gekochten Wassers ist die bleibende oder permanente (H_p), auf welche besonders auch die Sulfate, Nitrate und Chloride der genannten Erdalkalien mitbestimmend wirken. Es ist $H_g = H_t + H_p$. Der Härtegrad wird entweder aus der quantitativen Analyse des Wassers berechnet oder wird direkt mittels Seifenlösung bestimmt.

Die Analysen geben den Gehalt an mineralischen Bestandteilen in Milligramm in 1 Liter = 1 000 000 mg Wasser an. Da die Härtegrade sich jedoch auf 100 000 Teile Wasser beziehen, so müssen die Analysenresultate durch 10 dividiert werden.

Beispiel: In 1 Liter Wasser wurden gefunden 96 mg Kalk und 30 mg Magnesia; diese auf Kalk umgerechnet $30 \times 1,4 = 42$, weshalb die Härte in deutschen Graden $(96 + 42) : 10 =$ **13,8** ist.

Es ist eine längst bekannte Tatsache, daß weiches Wasser mit Seife viel mehr schäumt als hartes. Darauf hat Clark die Härtebestimmung mittels Seifenlösung gegründet, welche nur annähernd genaue Resultate gibt, die jedoch wesentlich verbessert bei entsprechender Übung der Praxis immer genügen, und den Vorteil bietet, daß sie leicht und sehr rasch auch vom Ingenieur und Geologen ausgeführt werden kann, weshalb sie hier mitgeteilt werden soll. Es ist dies eine titrimetrische Methode mittels einer Normalseifenlösung, welche darauf beruht, daß sich die im Wasser vorhandenen Calcium-Magnesiumsalze mit der Fettsäure der Seife verbinden und als unlöslich ausgeschieden werden. Die vollständige Ausfällung wird durch kräftiges Schütteln befördert, wobei anfangs keine Schaumbildung eintritt, diese jedoch erfolgt, sobald ein kleiner Überschuß von Seifenlösung im Wasser vorhanden ist; es zeigt sich ein zarter dichter Schaum, welcher fünf Minuten bestehen und nach viertelstündigem Stehen beim neuerlichen Schütteln sich wieder bilden muß. Nach W. Kalmann ist es vorteilhafter, statt viertelstündigen Wartens die Beschaffenheit des Schaumes und den Klang beim Schütteln zu beachten. Der Schaum soll ruhig sein, d. h. die Blasen sollen nicht gleich nach erfolgtem Schütteln zu zerplatzen beginnen, und der Klang sei dumpf, nicht so hell, als wenn Wasser an das Glas schlägt.

Zu jeder Härtebestimmung werden 100 cm³ Wasser verwendet. Da die Normalseifenlösung nur für 12° H_d verwendbar ist, ferner die Endpunkte für weniger harte Wasser leichter zu erkennen sind, so ist es angezeigt, die Bestimmung gleich mit einer mit destilliertem Wasser verdünnten Probe durchzuführen. Man nimmt deshalb nur 25 cm³ Probewasser und füllt 75 cm³ destilliertes Wasser nach, so daß wieder 100 cm³ erreicht sind, bringt sie in eine etwa 300 cm³ fassende, mit Glasstopfen versehene Flasche und titriert mittels der Normalseifenlösung. Nach jedem Zusatz derselben schüttelt man kräftig um und beobachtet, ob die früher erwähnte Schaum- und Klangreaktion eintritt. Bei langsamer Ausführung kommt es häufig vor, daß bei er-

folgter Absättigung des Kalkes durch die Fettsäuren der Seife ein scheinbares Ende vorgetäuscht wird. Man lese ab und setze noch weiter Seifenlösung zu; war früher das Ende wirklich erreicht, so tritt keine Änderung ein und gilt die erste Ablesung; war jedoch die Magnesia nicht abgesättigt, so wird der Schaum wieder unruhig, der Klang hell und man titriert nun bis zu Ende. Diese geschilderte Erscheinung ist bei magnesiareichen Wassern so charakteristisch, das man eine annähernde quantitative Bestimmung von Kalk und Magnesia durchführen kann.

Aus den verbrauchten cm^3 Seifenlösung findet man mit Hilfe der folgenden Tabelle die zugehörigen Härtegrade, welche mit 4, bzw. jener Zahl zu multiplizieren sind, welche das Verhältnis der Verdünnung des Probewassers ausdrückt[1]).

Die Herstellung der Normallösungen geschieht auf folgende Weise:

Normalhärtewasser, entsprechend 12° Härte, wird erzeugt durch Auflösen von 0,3685 g feingepulverten Marienglases (Gips) oder 0,523 g kristallisierten Baryumchlorids in 1 Liter destilliertem Wasser.

Normalseifenlösung: 45 cm^3 entsprechend 12° Härte. 10 g fein geschnittener Marseillerseife, welche man in den Apotheken und besseren Drogenhandlungen erhält, werden in 1 Liter 95 proz. Alkohols gelöst, die Lösung eventuell filtriert und je 200 g derselben mit einem Gemische von 150 cm^3 Wasser und 130 g desselben Alkohols verdünnt.

Mit der so verdünnten Seifenlösung und dem Normalhärtewasser wird ein Titrierversuch vorgenommen, indem man 50 cm^3 Härtewasser mit 50 cm^3 destilliertem Wasser verdünnt und unter kräftigem Schütteln so viel Seifenlösung zusetzt, bis ein bleibender Schaum entsteht. Es sollten 24,4 cm^3 Seifenlösung verbraucht werden, doch bedarf man tatsächlich weniger, da die Seifenlösung noch zu konzentriert ist.

Aus der Differenz findet man, wieviel eines Alkohol-Wassergemisches, nach obigem Verhältnis, man zu der verbrauchten Seifenlösung zusetzen muß, und rechnet diese Zahl auf das Gesamtvolumen der Seifenlösung um. Nach erfolgter Verdünnung wiederholt man den Titrierversuch und geht eventuell in gleicher Weise vor, bis die entsprechende Menge von 24,4 cm^3 Seifenlösung gebraucht wird. (S. Tab. a. f. Seite.)

Die freie Kohlensäure gibt dem Wasser eine saure, jedoch in Verbindung mit Calcium und Magnesium eine basische Reaktion. Da die Kohlensäure des Quellwassers beim weiteren oberflächigen Fortfließen in Bächen und Flüssen zum Teil entweicht, so verwandeln sich die Bikarbonate in unlösliche einfache, weshalb das fließende Wasser weicher als das Quellwasser ist.

Eisenverbindungen, inbesondere das Bikarbonat und das Sulfat, sind häufig im Wasser gelöst; sie melden sich dadurch, daß das kar-

---

[1]) Diese Beschreibung des Untersuchungsvorganges und der Herstellung der Normallösungen, sowie die folgende Tabelle sind der 2. Auflage von W. Kalmanns: „Kurze Anleitung zur chemischen Untersuchung von Rohstoffen usw." (Leipzig u. Wien 1906) entnommen.

Tabelle für deutsche Härtegrade.

cm^3 Seifenlösung	Härtegrade	cm^3 Seifenlösung	Härtegrade	cm^3 Seifenlösung	Härtegrade	cm^3 Seifenlösung	Härtegrade
1,8	0,1	13,6	3,1	24,8	6,1	35,4	9,1
2,2	0,2	14,0	3,2	25,1	6,2	35,7	9,2
2,6	0,3	14,3	3.3	25,5	6,3	36,1	9,3
3,0	0,4	14,7	3,4	25.9	6,4	36,4	9,4
3,4	0,5	15,1	3,5	26,2	6,5	36,7	9,5
3,8	0,6	15,5	3,6	26,6	6,6	37,1	9,6
4,2	0,7	15.9	3,7	26,9	6,7	37,4	9,7
4,6	0,8	16,2	3,8	27,3	6,8	37,8	9,8
5,0	0,9	16,6	3,9	27,6	6,9	38,1	9,9
5.4	1,0	17,0	4,0	28,0	7,0	38,4	10,0
5,8	1,1	17,4	4,1	28,4	7,1	38,8	10,1
6,2	1,2	17,7	4,2	28,8	7,2	39,1	10,2
6,6	1,3	18,1	4,3	29,1	7,3	39,5	10,3
7,0	1,4	18,5	4,4	29,5	7,4	39,8	10,4
7,4	1,5	18,9	4,5	29,8	7,5	40,1	10,5
7,8	1,6	19,3	4,6	30.2	7,6	40,5	10.6
8,2	1,7	19,7	4,7	30.6	7,7	40,8	10,7
8,6	1,8	20,0	4,8	30,9	7,8	41,2	10,8
9,0	1,9	20,4	4,9	31,3	7,9	41,6	10,9
9,4	2,0	20,8	5.0	31,6	8,0	41,8	11,0
9,8	2,1	21,2	5,1	32,0	8,1	42,2	11,1
10,2	2,2	21,6	5,2	32,3	8,2	42,5	11,2
10,6	2,3	21,9	5,3	32,7	8,3	42,8	11,3
11,0	2,4	22,3	5,4	33,0	8,4	43,1	11,4
11,3	2,5	22,6	5,5	33,3	8,5	43,4	11,5
11,7	2,6	23,0	5,6	33,7	8,6	43,8	11,6
12,1	2,7	23,3	5.7	34,0	8,7	44,1	11,7
12,4	2,8	23,7	5,8	34,4	8.8	44,4	11,8
12,8	2,9	24,0	5,9	34,7	8,9	44,7	11,9
13,2	3,0	24,4	6,0	35,0	9,0	45,0	12,0

bonathaltige Wasser beim Stehenlassen an der Luft trüb wird und daß sich lichtbraune Flocken abscheiden; solche Wasser haben auch einen eigentümlichen Geschmack, sobald der Eisengehalt größer wird. Die Abscheidung des Eisenhydroxyds erfolgt nach der Gleichung: $2\,FeCO_3 + O + 3\,H_2O = 2\,Fe(OH)_3 + 2\,CO_2$.

Spuren von Eisen findet man fast in jedem Wasser, und eine ganz geringe Menge ist in keiner Beziehung nachteilig; im Trinkwasser kann der Eisengehalt bis zu 0,2 mg im Liter ansteigen. Ein höherer Gehalt beeinträchtigt den Geschmack des Wassers; $^1/_{8000}$ Eisenvitriol gibt dem Wasser einen sogenannten metallischen Geschmack. Doch sind eisenreichere Wasser (mehr als 0,1 mg in 1 Liter) für Wäschereien, Bleichereien, Färbereien, Zeugdruckereien, Brennereien, Stärke- und Papierfabriken, Glas- und Tonwarenerzeugung unbrauchbar, hingegen in der Gerberei bis zu einem gewissen Grade willkommen. Manchmal steigt der Eisengehalt des Wassers, insbesondere im Grundwasser, wo

er oft raschen und bedeutenden Schwankungen unterliegt, derart, daß das Wasser unbrauchbar wird; während der Breslauer Grundwasserkalamität stieg der Eisengehalt bis zu 140 mg in 1 Liter.

Gewisse Algen (Chlamydothrix, Crenothrix, Leptothrix) scheiden aus dem Wasser Eisenhydroxyd ab, manchmal in solcher Menge, daß in den Wasserleitungen Störungen eintreten. Es müssen deshalb schon aus diesem Grunde eisenreichere Wasser an der Entnahmestelle enteisend werden. Das Grundwasser der norddeutschen Tiefebene leidet häufig an einem relativ hohen Eisengehalt.

Manganverbindungen sind in der Regel selten und gesundheitlich indifferent; treten sie reichlicher auf, so scheiden sie durch die Luftwirkung einen schwarzen Schlamm ab. Die Algen können dieselben Schwierigkeiten wie beim Eisen bedingen; die bei diesem genannten Industrien können manganhaltiges Wasser ebenfalls nicht gebrauchen.

Blei-, Kupfer- und Zinkverbindungen finden sich ursprünglich gewöhnlich nur bei Berg- und Hüttenwerken, welche mit den entsprechenden Erzen oder Produkten zu tun haben. Übrigens können sich diese hygienisch sehr bedenklichen Metallsalze auch in den Wasserleitungen bilden, besonders wenn das Wasser eine freie Säure führt, wie z. B. Kohlensäure, und wenn es sauerstoffreich ist. Die Bleileitungsröhren haben wiederholt Massenvergiftungen bewirkt.

Die Alkalien fehlen in keinem Wasser; sie sind bis zu einer gewissen Menge im Trinkwasser zukömmlich. Manche Quellwasser sind hieran so reich, daß sie als Mineralwasser oder bei höherem Chlornatriumgehalt zu Kochsalzerzeugung verwendet werden. Der letztere Gehalt beeinflußt den Keimprozeß in den Brennereien nachteilig und erhöht im Zucker den Aschengehalt. Ein geringer Gehalt an Natriumchlorid soll die Darstellung der Stärke günstig beeinflussen.

Ammoniak ist ein Beweis, daß das Wasser hygienisch bedenkliche Zersetzungsprodukte aufgenommen hat, falls es nicht aus dem Moorgrund stammt. Magnesiasalze wirken auf die Gedärme zumeist abführend; solches Wasser ist als Trinkwasser nicht, für Kesselspeisung, Brauereien, Stärkeerzeugung, Gärungsgewerbe überhaupt nur wenig geeignet.

Die salpetrige Säure ist ein noch stärkerer Beweis als das Ammoniak dafür, daß das Wasser höchst bedenkliche Zersetzungsprodukte aufnahm; sie verweist auf menschliche oder tierische Abfallstoffe. Da ein solches Wasser zur Bildung von Diazoverbindungen neigt, ist es in der Textilindustrie unbrauchbar. Aus ihr oder aus dem Ammoniak kann sich Salpetersäure bilden, die aus den früher erwähnten Gründen ebenfalls bedenklich ist, falls nicht nachgewiesen werden kann, daß sie einen anderen Ursprung als in tierischen Abfallstoffen hat. Gutes Trinkwasser soll im Liter nicht mehr als höchstens 30 mg

Salpetersäure [1]) enthalten. Die Nitrate sind in der Zuckerfabrikation sehr schädlich, weil sie das Auskristallisieren des Zuckers im hohen Maße hindern; auch für das Gärungsgewerbe sind sie nachteilig. Chloride, insbesondere das des Natriums, sind häufig; sie können zweierlei Herkunft sein. Einerseits führen manche Gesteine Chlornatrium, wie z. B. gewisse Schichten der Karpathen (autochthon), welche älter als die miozäne Salzformation sind; diese Herkunft ist also hygienisch unbedenklich. Andererseits können sie von Abgängen des menschlichen Haushalts (Harn, Exkremente von Mensch und Tier) herrühren (allochthon) und sind dann im hohen Maße bedenklich. Je nach der Herkunft muß also der Chlorgehalt verschieden beurteilt werden. Im allgemeinen verlangt man, daß das Trinkwasser im Liter nicht mehr als 35,4 mg Chlor enthalten soll, was jedoch bei allochthoner Herkunft zu hoch gegriffen ist. Bis 300 mg Kochsalz im Liter Wasser leidet der Geschmack desselben nicht wesentlich.

Die Schwefelsäure findet sich im Wasser sehr selten frei, häufig jedoch zu Sulfaten gebunden vor. Ein höherer Gehalt der letzteren, z. B. Gips, kann das Wasser hart und für viele Zwecke unbrauchbar machen. Der Gehalt an gebundener Schwefelsäure darf im Liter Trinkwasser nicht 100 mg überschreiten.

Kieselsäure pflegt im Wasser fast immer in so geringer Menge vorzukommen, daß sie ohne Bedeutung ist.

Die Phosphorsäure stammt meist von tierischen Abfallstoffen und soll selbst in ganz geringen Mengen veranlassen, ihre Herkunft sicherzustellen.

Die Kohlensäure, welche das Wasser wohlschmeckend macht, kann im Wasser 1. frei (gasförmig), 2. halbgebunden (in Bikarbonaten) und 3. gebunden (in einfachen Karbonaten) vorkommen. Die freie Kohlensäure hat in der Natur als lösendes Agens eine hervorragende Bedeutung; denn sie löst nicht bloß die Karbonatgesteine (Kalk, Dolomit, Magnesit, Ankerit, Siderit usw.), sondern zersetzt auch die Silikate, diesen die Alkalien und alkalischen Erden, sowie das Eisen entführend. Die dadurch gebildeten Bikarbonate der alkalischen Erden bedingen, wie erwähnt, die Härte des Wassers, während die Alkalienkarbonate in geringer Menge den Geschmack des Wassers günstig beeinflussen. Steigt die Menge derselben, so bildet sich ein Säuerling, in welchem die Kohlensäure in den erwähnten drei Formen vorzukommen pflegt.

In den Leitungen kann die freie Kohlensäure, besonders wenn noch Sauerstoff dazu tritt, auf Beton, Mörtel, Asphalt, Blei, Kupfer und Zink zerstörend und hygienisch nachteilig wirken.

Der Schwefelwasserstoff gibt sich durch den Geruch kund. Er stammt von der Zersetzung von Sulfaten, z. B. Gips, oder von

---

[1]) Diese und andere derartige Grenzwerte (Normalzahlen) werden sehr verschieden angegeben; es wird immer zu untersuchen sein, woher diese unangenehmen Beimengungen des Wassers stammen.

Sulfiden, z. B. Schwefelkies, ferner von schwefelhaltigen organischen Substanzen, wie z. B. Eiweißkörpern, und vom Abwasser mancher Fabriken. Vor Verwendung eines derartigen Wassers muß die Herkunft des Schwefelwasserstoffs, der sich an der Luft rasch abscheidet, dem Wasser jedoch einen faden bis ekelhaften Geschmack erteilt, festgestellt werden.

Der Sauerstoff wirkt auf die blanken Metalle und Leitungen oxydierend, um so mehr, wenn das Wasser weich ist; dies wird besonders fühlbar, wenn der Gehalt an Sauerstoff im Liter Wasser 5 cm³ übersteigt.

Das Wasser enthält meist auch Luft, die, abgesehen von der chemischen Wirkung ihres Sauerstoffs, nur insofern von Bedeutung ist, da sie sich, ebenso wie auch andere Gase, in den Scheitelpunkten der Leitung ausscheidet und schließlich den Wasserstrang unterbricht; es muß deshalb für Entlüftung vorgesorgt werden. Luftreiches Wasser sieht milchig aus, klärt sich jedoch beim Stehenlassen ziemlich rasch.

Die organischen und organisierten Substanzen können im Wasser gelöst oder, wie die Bakterien, schwebend sein. Gewöhnlich werden diese vom Chemiker numerisch angegeben und in der Menge des reduzierten Kaliumpermanganats ausgedrückt. Da jedoch die verschiedenen organischen Stoffe verschieden reduzieren, so dient diese Bestimmungsmethode nur zur allgemeinen Orientierung, ist jedoch immerhin noch besser als die Bestimmung mittels des Glühverlustes des Abdampfrückstandes, wobei man auch die Farbenänderung des letzteren zu beobachten hat. Zur Oxydation der organischen Substanzen, beiläufig 63 mg deren Menge entsprechend, soll 17 mg Kaliumpermanganat für 1 Liter Wasser genügen.

Eine besondere Berücksichtigung verdient die Menge des Albuminoidammoniaks, da es von tierischen Zersetzungsprodukten herrühren soll und deshalb quantitativ bestimmt wird; der Gehalt im guten Wasser darf höchstens 0,1 mg im Liter sein.

Huminstoffe finden sich in Moorgebieten und sind hygienisch zwar nicht bedenklich, greifen jedoch, da sie oft sauer sind, Metalle an und werden vor dem Gebrauch als Kesselwasser durch Alaun entfernt.

Bakterien finden sich fast in jedem Quell- und Grundwasser, vermehren sich sehr rasch und ihre Lebensdauer ist bei günstigen Bedingungen eine außerordentlich lange. Man unterscheidet harmlose und pathogene Bakterien, welch letztere gewisse Krankheitsstoffe, wie die der Cholera, Ruhr und des Typhus, übertragen; Trinkwasser muß selbstredend von pathogenen Bakterien frei sein. In 1 cm³ Trinkwasser sollen nicht mehr als 200 harmlose Bakterienkeime enthalten sein und nur wenigen Arten angehören. Bacterium coli weist auf Fäkalstoffe hin. Früher gab man den Gehalt an Bakterien schätzungsweise durch die Anzahl ihrer entwickelungsfähigen Keime in 1 cm³ Wasser an,

während später im sogenannten Plattengießen ein relativer Maßstab gefunden wurde.

Auch tierische Parasiten, besonders Eingeweidewürmer, können im Wasser vorkommen. Was die pathogenen, besonders Typhus- und Cholerakeime anbelangt, so sagt M. Rubner[1]: „Nach den Ergebnissen der Versuche steht also fest, daß die genannten Keime im Trinkwasser keine Gelegenheit zur Vermehrung finden, aber immerhin einige Tage, selbst längere Zeit, entwickelungsfähig sich erhalten. Die Keime haben, weil sie sich nicht zu vermehren vermögen, einen großen Teil ihrer Gefährlichkeit eingebüßt."

Der Erdboden hat meist eine sehr große Filtrationskraft, ebenso der Sandfilter, so daß die Bakterienzahl ganz bedeutend herabgesetzt wird.

Die Schwebestoffe läßt man in einem gut geschlossenen Gefäß (1 bis 2 Liter) absetzen und bringt sie auf ein bei 110° getrocknetes Papierfilter, dessen Gewicht und Aschengehalt bekannt ist. Das Filter mit den aufgefangenen Schwebestoffen wird bei 110° getrocknet und dann gewogen, womit das Gewicht der Schwebestoffe nach Abzug jenes des Filters bekannt ist. Man verbrennt dann das Filter samt Inhalt und wägt den Rest; aus der Differenz kann die Menge des organischen Anteils der Schwebestoffe berechnet werden; war die Verbrennungstemperatur hoch, so kann in der Gewichtsdifferenz auch ein Teil der Kohlensäure der Karbonate des Schwebestoffs stecken.

Die schwebenden organischen Anteile werden künstlich oder natürlich durch eine Filtration mehr oder weniger zurückgehalten. Ein Teil kann auch durch Oxydation zersetzt und unschädlich gemacht werden.

Vom filtrierten Wasser wird ein bestimmtes Volumen, meist 500 cm³, in einer gewogenen Porzellan- oder Platinschale partienweise abgedampft, bei 110° getrocknet und mit der Schale gewogen, wodurch der Gesamtrückstand ermittelt ist. Dieser wird in der Schale bis zur dunklen Rotglut erhitzt, wodurch die organischen Anteile verbrennen und das Kristallwasser der Salze ausgetrieben wird. Da hierbei möglicherweise auch ein Teil der Kohlensäure der Karbonate verjagt wurde, so betupft man den Rückstand mit kohlensäurehaltigem destillierten Wasser und trocknet bei 110°. Infolge des Entweichens bzw. Zerstörens der genannten Anteile wird der Rückstand nun weniger als vordem wiegen; die Differenz ist der Glühverlust. Häufig kommt der Ingenieur und Geologe in die Lage, die Menge der Schwebestoffe, den Gesamtrückstand und Glühverlust, sowie die Härte des Wassers selbst zu bestimmen, um ein Urteil darüber zu bekommen, in welchem Maße die Beschaffenheit des Wassers schwankt, weshalb die Methoden der Bestimmung dieser Anteile beschrieben wurden; den quantitativen Nachweis der übrigen Bestandteile wird man in der Regel dem Chemiker

[1]) Lehrbuch der Hygiene, 8. Auflage. Leipzig-Wien 1907, S. 347.

und Bakteriologen überlassen. Zeigen die früher erwähnten, zu verschiedenen Zeiten bestimmten Anteile geringe Unterschiede, so genügt meist eine einmalige allgemeine Analyse. Ebenso ist die endgültige Beurteilung der Güte und Brauchbarkeit eines Wassers für bestimmte Zwecke Sache des Chemikers, Bakteriologen und Hygienikers, nicht die des Geologen und Ingenieurs, welche, bei entsprechender chemischer Vorbildung, sich mit der qualitativen Bestimmung der meisten Bestandteile begnügen werden[1]).

Diese haben jedoch häufig die Wasserprobe zu nehmen, welche der Untersuchung zu übergeben ist; hierbei muß die größte Sorgfalt verwendet werden, da ja eine relativ kleine Wassermenge zur Beurteilung einer außerordentlich großen zu dienen hat. Es empfiehlt sich deshalb auch, mehrere Proben zu verschiedenen Zeiten zu nehmen und untersuchen zu lassen, um so mehr, da sich die Zusammensetzung des Wassers z. B. nach den Jahreszeiten stark ändern kann.

Die Wasserprobe für chemische und physikalische Zwecke. Wo man die Probe zu entnehmen hat, hängt vom persönlichen Ermessen ab; sie darf nicht bloß von der Oberfläche des Wassers geschöpft werden, weil sich dort die meisten Schwebeteilchen, auch Bakterien befinden; sie ist tiefer zu nehmen, wobei jedoch kein Schlamm aufgewirbelt werden darf. Wird das Wasser Pumpbrunnen und Leitungen entnommen, so läßt man es wenigstens 20 Minuten ausfließen, bevor die Probe genommen wird. Das abfließende Wasser darf nicht in den Brunnen zurückfließen. Unmittelbar vor Entnahme der Probe sind die Hände, welche wegen des Schweißes nach Chlor reagieren, in dem Wasserlauf zu waschen, dem man später die Probe entnehmen will.

Als Sammelgefäß nimmt man helle, durchsichtige Glasflaschen, entweder mit eingeschliffenen Glasstopfen oder mit einem neuen, im destillierten Wasser ausgekochten und getrockneten, in geschmolzenes Paraffin eingetauchten Korkstöpsel verschließbar. Die Flaschen werden zuerst mit Sand, dann mit warmem und zuletzt mit kaltem Wasser, und zwar solchem, wie es zur Probe genommen wird, gereinigt, ebenso die Stöpsel. Diese werden nach der Füllung der Flaschen gut verbunden und mittels Gummikappen sicher geschlossen.

Zur vollständigen Wasseruntersuchung sind mindestens 3 Liter notwendig.

Um aus den tiefen Schichten eines Wassers eine Probe zu bekommen, hat die mit einem Gewicht beschwerte Flasche einen Gummipfropf mit zwei Bohrungen; in der einen steckt ein Glasrohr, das fast bis zum Flaschenboden reicht und oben in eine offene Spitze ausgezogen ist; in der anderen reicht ein Glasrohr nur bis zur Unterseite des Pfropfens und hat oben einen langen Gummischlauch. Die Flasche wird mittels

[1]) Als praktische und kompendiöse Anleitung auch zur quantitativen Untersuchung empfiehlt sich Dr. Hartwig Klut, „Untersuchung des Wassers an Ort und Stelle“. Berlin, 2. Aufl., 1911.

einer am Halse befestigten Schnur so tief hinabgelassen, bis die Spitze der erstgenannten Glasröhre jene Tiefe erreicht, aus welcher die Probe genommen werden soll. Beim Hinablassen wird der Gummischlauch entweder mittels der Finger oder eines Quetschhahnes geschlossen. Ist die Flasche am richtigen Ort angelangt, so wird die Quetschung des Schlauchs aufgehoben und das Wasser fließt nun, weil die Luft aus der Flasche treten kann, durch die zugespitzte Glasröhre ein. Schließt man nach der Füllung der Flasche den Gummischlauch mittels des Quetschhahnes, so ist auch jeder Gasverlust vermieden und die Probe kann gehoben werden.

Jede frisch genommene Probe soll sofort auf ihren Geschmack, Geruch und auf ihre Klarheit geprüft werden.

Die Wasserprobe für mikroskopische Zwecke ist, wenn sie einem Pumpbrunnen oder einer geschlossenen Leitung zu entnehmen ist, erst nach wenigstens einviertelstündigem Auslaufen brauchbar, weil in dem im Rohre stehenden Wasser sich viele Keime befinden, welche zuvor fortgespült werden müssen. Ein einziger Keim, der infolge Unachtsamkeit in die Probe kam, kann sich schon nach wenigen Stunden derart vermehren, daß die mikroskopische Untersuchung ein ganz falsches Bild gibt, wobei die Außentemperatur von Einfluß ist. Es empfiehlt sich deshalb, diese Untersuchung an Ort und Stelle durch einen geschulten Fachmann sofort vorzunehmen. Die Proben werden in sorgfältig und zuletzt mit Probewasser gereinigten Fläschchen aus verschiedenen Tiefen genommen. Werden biologische Untersuchungen beabsichtigt, so muß das Probegefäß, 100 bis 500 cm^3 fassend, sterilisiert werden, was durch Erhitzen geschehen kann; man verschließt es mittels sterilisiertem Glas- oder Gummistöpsel oder auch mittels Wattepfropfen, die vor ihrer Anwendung nur auf sterilisierte Gegenstände gelegt und mit der Hand nur an jenen Stellen berührt werden dürfen, welche mit der Wasserprobe absolut nicht in Berührung kommen können.

Für bakteriologische Zwecke eignen sich sehr gut auch sterilisierte kleine Glaskugeln, welche man entweder fertig bezieht oder sich auf folgende Weise selbst verfertigt. Man zieht den oberen Teil eines Reagenzglases oder den Hals eines Kölbchens zu einem Röhrchen mit feiner Spitze aus, so daß ein etwa 20 cm^3 großes Glasgefäß entsteht. Die Spitze taucht man in destilliertes, frisch ausgekochtes Wasser und erwärmt das Gefäß; beim Abkühlen wird etwas Wasser eingesaugt, das in dem Gefäß so lange erhitzt wird, bis es vollständig verdampft und das Gefäß dadurch sterilisiert ist; die Spitze wird sofort zugeschmolzen, und das Gefäß enthält nun sehr verdünnte Luft und ist für den Gebrauch fertiggestellt. Bei diesem wird das Glasrohr eingefeilt und an der gewünschten Entnahmestelle im Wasser mittels Zange abgebrochen, worauf dieses in das Glasgefäß eindringt.

Man pflegt auch an Ort und Stelle eine kleine Menge des Probewassers (0,5 bis 1 cm^3) auf festen Nährboden zu übertragen, auf welchem die Keime unverrückbar sind; aus jedem Keim entsteht eine Bakterienkolonie und so viele Kolonien, so viele Keime. Da die Untersuchung der Bakterien doch ein Bakteriologe vornehmen muß, so ist es am einfachsten, wenn sich der Geologe oder Ingenieur mit diesem in Verbindung setzt und von diesem die in einen Kasten verpackten Behelfe samt Gebrauchsanweisung bezieht; damit ist ein einwandfreies Zusammenarbeiten gesichert.

Von einem guten Trinkwasser verlangt man:

1. Es muß klar, farblos und geruchlos sein und darf keinen besonderen Beigeschmack haben.

2. Die Temperatur darf in den verschiedenen Jahreszeiten nur innerhalb geringer Grenzen schwanken (6 bis 12°).

3. Es soll nicht zu hart sein, namentlich keine größeren Mengen von Magnesiasalzen enthalten; die obere Grenze wird gewöhnlich mit 20 deutschen Härtegraden festgesetzt. Der Abdampfrückstand soll höchstens 500 mg, die organische Substanz 50 mg im Liter sein.

4. Es darf kein Ammoniak, ganz besonders kein Albuminammoniak, keine salpetrige Säure und keine größere Menge von Nitraten (höchstens 15 mg Salpetersäure im Liter), Sulfaten und Chloriden (autochthones Chlornatrium höchstens 300 mg) enthalten; es muß ferner frei von Eisenverbindungen, Phosphorsäure, Schwefelwasserstoff und Schwefelalkalien sein.

5. Es darf nur wenig organische Stoffe und soll keine zu Fäulnis neigende Organismen enthalten (max. 30 mg im Liter[1]).

6. Es dürfen keine pathogenen Keime vorhanden sein. Die Zahl der harmlosen Keime soll im Kubikzentimeter nicht 150 übersteigen.

Atmosphärische Niederschläge und deren Versickerung.

Das unterirdische Wasser, **Bodenwasser** (auch **Tiefenwasser** oder Grundwasser im weiteren Wortsinne) genannt, da es sich in der Tiefe des Erdbodens vorfindet, ist vorwiegend eingedrungenes **Oberflächen-**, seltener **Kondensationswasser**.

---

[1]) Es sei nochmals darauf hingewiesen, daß solchen Grenzwerten keine allgemeine Gültigkeit zukommt. Die Bestandteile des Wassers müssen im ganzen mit Rücksicht auf ihre Herkunft und gegenseitigen Beziehungen beurteilt werden. Es gibt Gegenden, welche überhaupt kein gutes Trinkwasser besitzen; man wählt dann das beste unter den schlechten, wobei man die eine oder die andere Grenzzahl (Normalzahl) überschreiten muß.

Das Bodenwasser kann in lockeren, nahe unter der Erdoberfläche liegenden Gesteinsmassen (Alluvionen, Schwemmland), wie z. B. Sand, Schotter, Schutt o. dgl., vorhanden sein und wird dann Grundwasser genannt; sein Spiegel ist durchweg mit Luft in Berührung. Das Bodenwasser füllt auch Klüfte, Spalten, kleinere oder größere Höhlungen in festeren Gesteinen aus; dieses heißt Felswasser, welches Poren-, Spalten- und Höhlenwasser sein kann. Wenn auch diese beiden Arten des Bodenwassers in mehrfacher Hinsicht wesentliche Unterschiede zeigen, so haben sie andererseits auch viel Gemeinsames.

Das Oberflächenwasser, welches das Bodenwasser speist, kann Regen-, Schnee-, Hagel-, Graupel-, Reif- und Tauwasser, ferner Bach-, Fluß-, See- und Meerwasser sein. Das Kondensationswasser bildet sich innerhalb der Erdkruste durch Kondensation des Wasserdampfes der Grundluft, d. h. der in die Öffnungen des Erdbodens eingedrungenen feuchten Luft.

Es wurde ein Streit seit langem geführt, ob das Bodenwasser vom Oberflächen- oder vom Kondensationswasser stamme; eine Theorie wollte die andere ausschließen. Wenn auch in vielen Fällen der Großteil des Bodenwassers vom Oberflächenwasser stammt, so ist andererseits in selteneren Fällen, und zwar bezüglich des Nebels, auch die Kondensationstheorie berechtigt, wie dies später bewiesen werden wird.

I. Die Speisung des Bodenwassers durch Infiltration.

Es sei nun der Einfluß des Oberflächenwassers auf das Bodenwasser und hierbei zuerst

A. Der Einfluß der atmosphärischen Niederschläge

in Betracht gezogen.

Die atmosphärischen Niederschläge, welche zur Erde fallen, dreiteilen sich, wie dies der Regen am anschaulichsten zeigt; ein Teil rinnt an der Oberfläche der Erde ab und speist direkt die obertägigen Wasserläufe; der zweite Teil verdampft oder wird von der Vegetation absorbiert und der dritte dringt in die Erde ein; dieser heißt Infiltrationswasser und speist das Bodenwasser. Die Menge des einen ist somit für die der anderen von größter Bedeutung, da sie drei Summanden einer bestimmten Größe sind. Es werden deshalb zuerst diejenigen Faktoren, welche die Menge des Infiltrationswassers bedingen, eingehender zu betrachten sein.

1. Art der atmosphärischen Niederschläge.

Diese sind Regen, Schnee, Hagel, Tau, Reif; von diesen spielen zumeist nur die ersteren zwei wegen ihrer größeren Menge eine wesentliche Rolle für das unterirdische Wasserregime.

Während das Regenwasser direkt in die Erde versickern kann, muß der Schnee zuvor schmelzen. Dieses wird teils durch eine erhöhte Temperatur der Luft (Tagschmelzwasser), teils jedoch durch den wärmeren Erdboden (Grundschmelzwasser) bedingt. Ist der Boden gefroren, wenn der Schnee fällt, so wird der letztere Einfluß ganz ausgeschaltet; der Landwirt kennt dies seit langem und prophezeit den Wintersaaten keine gute Zukunft. Ist jedoch der Boden nicht gefroren, so wirkt er auf den darauf liegenden Schnee, welcher als schlechter Wärmeleiter den Boden vor Abkühlung schützt, schmelzend. Beginnt dann in der wärmeren Jahreszeit die Schneeschmelze, so findet sie im ungefrorenen Boden eine günstige Wasserdurchlässigkeit bzw. Infiltration, während diese dem gefrorenen Boden fehlt. Die Rückwirkung dieser verschiedenen Bodenbeschaffenheit auf den obertägigen Abfluß des Schmelzwassers ist selbstredend die entgegengesetzte von jener der Infiltration. Doch ist es augenscheinlich, daß der Schnee eine Wasseranhäufung ist, welche im normalen Winter die Infiltration weniger speisen kann und für sie erst zur vollen Bedeutung gelangt, wenn ein reichlicheres Schmelzen eintritt. Findet ein allmähliches Schneeschmelzen statt, so wird der Großteil des Wassers einsickern und nur eine relativ kleine Menge oberflächig abfließen, wenn der Boden wasserlässig ist. Dann verhält sich dieses Schmelzwasser gleich dem Regenwasser.

Auf das unterirdische Wasserregime wird also auch das Verhältnis der jährlichen Regen- zur Schneemenge einen wesentlichen Einfluß schon insofern ausüben, als die zeitliche Verteilung der Infiltrationswassermenge sehr verschieden ist.

Das Verhältnis der Regen- und Schneemenge hängt im allgemeinen, wie auch lokal von mehreren klimatischen Faktoren ab, welche nicht Gegenstand einer Hydrogeologie, sondern der Meteorologie sind. Es wäre noch die Anhäufung des Schnees in den Hochregionen der Gebirge und seine Umwandlung in Firn und Eis zu erwähnen. Doch seien die dadurch entstandenen Gletscher als vereinzelte Erscheinungen vorläufig außer Betracht gestellt.

2. Menge der jährlichen atmosphärischen Niederschläge.

Von Einfluß auf das Infiltrations- bzw. Bodenwasser ist naturgemäß die jährliche Menge der atmosphärischen Niederschläge.

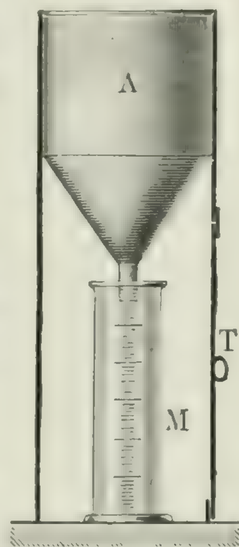
Die Regenhöhe ist die Höhe, bei uns in Millimetern ausgedrückt, um welche ein ruhender Wasserspiegel durch den Regen oder das Schneewasser ansteigen würde, wenn keine Verdunstung stattfinden würde. Der Einfachheit halber wird auch der geschmolzene Schnee als Regen angesehen. Aus den einzelnen Beobachtungen summieren sich die Werte für die Monate und für das Jahr; aus einer Anzahl derartiger Beobachtungen werden dann die Monats- und Jahresmittel berechnet. Linien, welche Orte mit gleicher jährlicher Regenhöhe ver-

binden, heißen Isohyeten, mittels welchen man die sogenannten Regenkarten zeichnet. Gewöhnlich zieht man die Linien von 50 zu 50 mm Niederschlagshöhen.

Diese Regenhöhe wird in eigenen Apparaten, Regenmesser oder Ombrometer genannt, bestimmt, deren es verschiedene Ausführungen gibt, und welche auf einem freien, gegen den vorherrschenden Wind geschützten, also nicht „zugigen" Platz derart aufgestellt werden müssen, daß auch im Winter ihre Fangfläche aus dem umgebenden Schnee hervorragt; in der Regel ist die Fangfläche 1 m über dem Boden.

Ein einfaches und viel angewandtes Ombrometer ist folgendes (Fig. 1): Auf einem zylindrischen, vertikalen Zinkblechständer, der außen weiß lackiert ist und eine Tür *T* hat, ist das oben zylindrische, unten konische Fanggefäß aus Zinkblech *A*, dessen Oberrand scharf sein soll und dessen oben offene Fläche genau horizontal liegt; der Inhalt dieser Fläche wird berechnet und ist höchstens $^1/_4$ m², in Deutschland gewöhnlich 200 cm² ($D = 159{,}6$ mm). Der kegelförmige Boden trägt ein kurzes, vertikales Röhrchen, das in ein untergestelltes Meßglas *M* das abfließende Wasser führt und dem man vorsichtshalber manchmal auch noch einen verschiebbaren Deckel gibt. Dieses Meßgefäß hat eine Teilung, welche die Regenhöhe, die auf die Fangfläche bezogen ist, angibt. Ist letztere z. B. $^1/_4$ m² = 250 000 mm², so wird 1 mm Regenhöhe 250 000 mm³ = 250 cm³ Wasser liefern; mißt man diese Wassermenge in einem geeichten Gefäß ab und gießt sie in das Meßglas, so wird an der Oberfläche des Wassers der Teilstrich für 1 mm Regenhöhe zu ziehen sein. Nimmt man dann die 2-, 3 ... -fache Wassermenge, so bekommt man die Teilstriche für 2, 3 ... mm Regenhöhe. Da der Querschnitt des Meßglases stets bedeutend kleiner als jener des Fanggefäßes ist, so werden die einzelnen Teilstriche im ersteren weiter als 1 mm entfernt sein, weshalb die Regenhöhen um so genauer gemessen werden, je größer der Quotient des Verhältnisses der beiden genannten Querschnitte ist. Doch soll das Meßglas mindestens 30 mm Niederschlag aufnehmen können.

Fig. 1.



Der Schnee oder Hagel wird durch Erwärmen[1]) des hierbei mit einem Deckel verschlossenen Fanggefäßes zum Schmelzen gebracht und als Wasser gemessen, doch als Schnee notiert. Überdies bestimmt man auch auf einem freien, möglichst windstillen Orte mittels eines Millimeterstabes die jeweilige Schneehöhe.

---

[1]) Das Fanggefäß mit dem Meßglase wird in ein warmes Zimmer gebracht und unterdessen ein zweiter Apparat im Freien aufgestellt, oder wenigstens ein Fanggefäß, das unten mittels eines Pfropfens dicht geschlossen ist.

Die Regenmenge soll immer zu derselben Stunde abgelesen werden und es wird hiervon nur dann Umgang genommen, wenn es zu dieser Zeit regnet.

Man hat auch automatisch registrierende Regenmesser (Regenschreiber), die jedoch für den Schnee unbrauchbar sind; die Konstruktion Hellmann-Fuess[1]) hat sich am besten bewährt.

Die größten Niederschlagsmengen sind am Äquator oder in dessen Nähe, so im Amazonasgebiete bis nach Mexiko und zur Mündung des Mississippi, in Zentralafrika, in Niederländisch-Indien, in Hinterindien, ferner in Japan; die Regenhöhen sind dort jährlich über 1500 mm; auch die Westküste Amerikas hat sowohl in Britisch-Amerika, als auch in Südamerika, südlich vom 40. Breitengrade, große Niederschlagsmengen. Die größte jährliche Regenhöhe wurde in Cherrapoonje in Indien in 1250 m Seehöhe mit 14 200 mm gemessen; in Maranhao in Brasilien ($2^1/_2{}^0$ südl. Breite) beträgt sie 7110 mm, in Vera Cruz in Mexiko 4650 mm, in Sierra Leone an der Westküste von Afrika 4800 mm. Andererseits haben die Wüstengebiete der Sahara, Arabiens, Ostpersiens, Turkmeniens, Gobi und Tăkla-Makan in Westchina, der mittlere Teil von Australien, das Gebiet des Koloradoflusses in Kalifornien, der nördlichste Teil Nordamerikas jenseits des Polarkreises, Grönland (außer der etwas niederschlagsreicheren Westküste), die Westküste Südamerikas zwischen dem 20. und 40. Breitengrade jährlich weniger als 250 mm Regenhöhe. Zwischen den mitgeteilten liegen alle möglichen Werte. Im allgemeinen nimmt die Regenhöhe mit der geographischen Breite ab, ist nach G. Hellmann in Deutschland durchschnittlich 600 mm, nach J. Murray für die ganze Erde im Mittel jährlich 844 mm, die in Deutschland beiläufig in Bielefeld, Goslar, Harzburg, Iserlohn, Lage, Mühlheim a. d. Ruhr, Waldenburg, in Österreich im Gebiet der Enns, in der Schweiz in Genf erreicht wird; sie wird in Großbritannien und Irland im großen Durchschnitt der 1700 Stationen nur wenig übertroffen (862 mm).

In Europa ist im allgemeinen der Westen regenreicher als der Osten; die größten Regenhöhen fallen zumeist mit den Gebirgen zusammen; über 1000 mm haben die nördliche Hälfte von Portugal, die Pyrenäen, die Alpen, an diese direkt anschließend einerseits die Höhen des Apennin bis in die Gegend von Neapel, andererseits die Erhebungen der Dinariden von Laibach bis fast zum Golf von Korinth, die Hohe Tatra, die transsylvanischen Karpathen, der Balkan, der westliche Kaukasus, auch die Westhälfte Irlands, Englands, ein großer Teil Schottlands, die norwegische Küste. Die geringste Regenhöhe, nämlich unter 250 mm, fällt in Europa in die Steppe von Astrachan und Uralsk.

In Mitteleuropa sind die Isohyeten fast regellos verschlungen; die Werte schwanken von den Alpen bis zur Nordsee zwischen 850 und

[1]) Zu beziehen von R. Fuess in Steglitz-Berlin. Preis 176 ℳ.

400 mm; nur im Westen des Erzgebirges und in den Sudeten, sowie zwischen Straßburg, der oberbayerischen Ebene und den Voralpen bis nahe von Wien, sowie in der Umgebung von Aachen—Cöln ist die Regenhöhe zwischen 850 und 1000 mm

Es sei bemerkt, daß oft naheliegende Orte sehr verschiedene Regenhöhen haben; diese sind manchmal durch ein Gebirge getrennt; sehr bekannt ist in dieser Hinsicht der Einfluß des Erzgebirges, verschiedener Ketten der Alpen. Jenes Gebiet, welches in einem solchen Falle weniger Regen hat, liegt im Regenschatten.

Die Süd- und Westseiten der mitteleuropäischen Gebirge sind regenreicher, als die Nord- und Ostseiten, weshalb Gebirge, welche von Südwest nach Nordost streichen, an beiden Seiten gleich beaufschlagt werden. Die Niederschlagsmenge nimmt mit der Seehöhe bis zu einer bestimmten Grenze zu, dann ab. Die Gebirge, im Verein mit den herrschenden Winden beeinflussen die Regenhöhe, wovon im nächsten Abschnitt (Einfluß der Erde im Großen, S. 21) mehreres mitgeteilt werden wird.

Es hat wenig Zweck, hier von vielen Stationen die jährlichen Regenhöhen anzugeben, weil im Bedarfsfalle sich jeder die Regenhöhe des ihn interessierenden Gebietes leicht erheben kann, da wir in Kultureuropa über ein dichtes Netz von ombrometrischen Stationen verfügen; einige Zahlen folgen, welche jedoch vorwiegend den Zweck haben, auf die großen Amplituden zu verweisen, innerhalb welchen die jährlichen Regenhöhen schwanken.

Tabelle I.

Gebiet		Millimeter		
		von	bis	im Mittel
Deutsche Tiefebene		440	770	—
Österreichische Sudeten		354	1753	750
Voralpengebiet (Enns)		834	1730	1284
Alpengebiet (Traun)		723	2057	1326
Alpenflüsse	Österreichisches Rheingebiet	800	2258	1211
	„ Inngebiet	528	2066	1129
	Draugebiet	723	2314	1208
	Savegebiet	1038	2140	1602
	Etschgebiet	537	1717	—
Küstenland		805	3521	—
Dalmatien		493	5536	—
Schweiz		644	2256	1187

Will man, wie dies manchmal geschieht, die Regenhöhen den Berechnungen für die Wasserversorgung von Ortschaften zugrunde legen, so gebietet die Vorsicht, den Mindestwert in Rechnung zu stellen.

Unter sonst gleichen Verhältnissen wird die Infiltrationswassermenge mit der Regenhöhe steigen.

3. Die Verteilung, Dauer und Intensität der atmosphärischen Niederschläge.

An ein und demselben Orte ist, wie bereits erwähnt, die jährliche Regenhöhe in einer Reihe von Jahren verschieden. Der Durchschnittswert entspricht der normalen Regenhöhe; wird dieser überschritten, so spricht man von einem nassen Jahr, im Gegenfalle von einem trockenen. So hat man auch die Durchschnittswerte für die einzelnen Monate berechnet, die man dann als normale, nasse oder trockene bezeichnet.

Die Jahreszeiten und Monate mit den größten Regenhöhen sind örtlich verschieden; so hat Südeuropa die größte Regenmenge im Winter, die europäische Westküste im Herbst, Mitteleuropa im Sommer.

Die Häufigkeit des Regens wird am einfachsten durch die Zahl der Regentage für eine gewisse Zeit, z. B. Jahr oder Monat, ausgedrückt. Ein Regentag ist im bürgerlichen Sinne ein jeder, an welchem Regen oder Schnee fällt. Geschieht dies in geringer Menge, so kann ein solcher Niederschlag übersehen werden, weshalb manche meteorologischen Zentralen mit Regentag jenen bezeichnen, an welchem die Regenhöhe mindestens 0,1 mm beträgt.

Unter Regenergiebigkeit versteht man die innerhalb eines Zeitraumes fallende Regen- oder Schneemenge. Die Ergiebigkeit innerhalb einer Zeiteinheit (Minute, Stunde, Tag usw.) heißt Regendichte. Gewöhnlich wird dieselbe durch Division der Regenergiebigkeit eines Monats durch die Zahl der Regentage erhalten und angegeben, obzwar es besser wäre, durch die Zahl der Regenstunden zu dividieren. Ebenso kann die Schneedichte bestimmt werden.

Die Regendichte ist für die Infiltration von größter Wichtigkeit; je kleiner die Minutendichte des Regens ist, desto besser wird die Infiltration vor sich gehen. Ist diese Dichte sehr groß, wie z. B. bei einem Sturz- oder Platzregen, welcher in der Minute mindestens 0,3 mm Regenhöhe liefert und bei uns bis zu 3,5 mm steigen kann, so wird da Regenwasser prozentarisch weniger in den Erdboden einsickern können, da jeder in eine Pore eindringende Regentropfen hierzu eine gewisse, wenn auch kleine Zeit benötigt und während derselben die Pore des Erdreiches gleichsam verschließt; zwischen dem unterirdischen Wasserspiegel und der Tagesoberfläche ist die sogenannte Grundluft, welche durch das Eindringen der Wassertropfen ausgetrieben wird, jedoch am Entweichen gehindert ist, wenn die Erdoberfläche ganz mit Wasser bedeckt ist und dessen Eindringen verhindert, wie dies beim Platzregen vorkommt. Es wird deshalb die rasch nachfolgende größere Regenmenge viele Poren verschlossen finden, weshalb ein größerer Prozentsatz der gefallenen Regenmenge obertags abfließen und nur ein kleinerer einsickern wird.

Da der Platzregen gewöhnlich nur lokal ist und kurze Zeit anhält, so wird die atmosphärische Luft bald wieder trocken sein, und die Sonne trocknet den Boden oberflächig rasch ab, wodurch ebenfalls die Versickerung herabgesetzt wird.

Wenn z. B. von einem sogenannten Landregen 30 Proz. des Wassers versickern, so werden bei einem Sturzregen, der in kurzer Zeit dieselbe Regenmenge schüttet, vielleicht nur 15 Proz. in den Boden eindringen. Aus hydrogeologischen Gründen wäre es erwünscht, daß die Meteorologie auch die Minuten- oder wenigstens die Stundendichte des Regens berücksichtigte. Eine der bedeutendsten Regendichten berichtete der k. und k. Schiffsleutnant Sobierzky von St. Kitts (Kleine Antillen), woselbst während zwei Stunden die Regenhöhe 800 mm, also die Stundendichte 400 mm und die Minutendichte 6,66 mm betrug. In Cherrapoonjee (Indien) fielen im Juni 1891 3738 mm, so daß die Tagesdichte 124 mm betrug.

Eine sehr beachtenswerte Zusammenstellung über die Regenverhältnisse Berlins in den Jahren 1885 bis 1896 veröffentlichte R. Börnstein [1]), die hier folgt und aus welcher Höfer die Stundendichte des Regens berechnete.

Jährlicher Gang der Niederschläge	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember
Höhe in mm . .	223	208	362	292	487	637	783	550	432	561	344	283
Häufigkeit in Std.	953	821	1111	693	694	764	802	672	635	1029	818	882
Stundendichte des Regens in mm .	0,234	0,253	0,326	0,423	0,702	0,835	0,976	0,818	0,696	0,545	0,420	0,321

Diese Zusammenstellung lehrt, daß die summarische Stundendichte der Niederschläge im Winter (Dezember—Februar) 0,808, im Frühjahr 1,451, im Sommer 3,629, im Herbst 1,261 mm war. Setzt man voraus, daß die Winterniederschläge durchweg Schnee waren, von welchem die Hälfte im Winter schmolz, zum Teil auch verdunstete und die andere Hälfte (357 mm) im März (täglich 10 Stunden = 310 Stunden im Monat) vollständig schmolz, was sich auch im Hochstand der Spree ausdrückt, so gelangt man für diesen Monat zu der günstigen Stundenergiebigkeit 0,506 mm und der hohen Niederschlagsmenge = 719 mm, wodurch der Hochstand des Grundwassers in Berlin im März und April erklärlich ist, während dem Maximum der Niederschläge und auch der Stundenergiebigkeit im Juli ein viel tieferer Grundwasserstand entspricht, wobei auch die größere Verdunstung mitgewirkt hat. Auch im hessischen Ried [2]) erreicht der Grundwasserspiegel gewöhnlich im März und April seinen Höchststand, in der Regel im September seinen Tiefstand.

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1897, S. 209. — [2]) A. Steuer, Abhandl. Hessisch. geol. Landesanst. 5, 2. Heft, 152 (1911).

Auch das Schmelzen des Schnees läßt sich ähnlich wie die Regendichte ausdrücken. Ein allmähliches Schmelzen ist mit geringer, ein rasches, z. B. durch die Wirkung warmer Winde oder eines sogenannten warmen Regens bedingt, mit einer großen Regendichte vergleichbar. Im allgemeinen entspricht der Schnee bei seinem Schmelzen bei uns einer kleinen Regendichte, d. h. es sickert das Schmelzwasser prozentarisch reichlich ein; denn das Schmelzen findet vorwiegend durch die direkte Sonnenstrahlung statt und wird von dem Nachtfrost unterbrochen; aus diesen Gründen werden die Quellen im schattenseitigen Gehänge, auf welchem der Schnee langsamer schmilzt, unter gleichen Verhältnissen eine gleichmäßiger anhaltende Ergiebigkeit zeigen, wie jene auf der Sonnenseite, woselbst überdies die Verdunstung größer ist.

Will man das Verhältnis der atmosphärischen Niederschläge zur Infiltration richtig beurteilen, so genügt die Angabe der Regenhöhe nicht; es muß noch die Regendichte und das Verhältnis von Regen und Schnee berücksichtigt werden. Wenn in einem Walde wenig Regen fällt, so bleibt der größte Teil in den Baumkronen; erst wenn dieselben gesättigt sind, wird das Wasser reichlicher zum Boden fallen. Es dürfte fast jeder Leser die Beobachtung gemacht haben, daß beim Beginn des Regens der Baum einen guten Schutz gegen Nässe bietet der jedoch mit der Dauer des Regens stetig geringer wird.

Ein kurzer, schwacher Regen ist für das Bodenwasser verloren, da er nur die oberste Erdschicht befeuchtet und um so rascher verdunstet je wärmer der Boden und die Luft, insbesondere die bewegte, ist.

Von den meteorischen Faktoren, welche die Infiltration beeinflussen, seien noch erwähnt:

Der Tau, welcher zeitweise in unseren Gebirgstälern und in manchen Tropengegenden so reichlich ist, daß er die Wassermenge eines schwachen Regenfalles liefern kann; im trockenen Innern der Kontinente fehlt der Tau hingegen örtlich ganz[1]). Auch der Reif wird durch Erwärmen, ähnlich wie der Tau, den Boden befeuchten.

Der Nebel, d. i. eine die Erde berührende Wolke, kann sich an der Erdoberfläche kondensieren; ferner hindert er die Verdunstung, nicht bloß, weil die Luft bereits mit Feuchtigkeit gesättigt ist, sondern weil er auch die Wärmestrahlen der Sonne abhält.

Die Bewölkung, bzw. die Dauer des Sonnenscheins, ist aus letztgenanntem Grunde ebenfalls von Bedeutung für die Bodenfeuchtigkeit; ebenso sind es die Winde, welche das Verdunsten des Wassers an der Erdoberfläche direkt und dadurch auch das des Bodenwassers indirekt beeinflussen. Die Winde selbst sind verschieden reich an Wasserdämpfen, weshalb die reicheren größere Niederschläge bringen, wie z. B. bei uns die Südwinde.

---

[1]) J. Hann, Handbuch der Klimatologie, Bd. I, 2. Aufl., S. 71, Stuttgart 1897.

B. Einfluß der Erdoberfläche.

Hierbei wird zu unterscheiden sein der Einfluß I. im Großen und II. im Einzelnen.

I. Der Einfluß im Großen.

Daß die Gebirge auf die Niederschläge einen großen Einfluß haben, ist längst allgemein bekannt; sie wirken als Kondensatoren des atmosphärischen Wasserdampfes. Dies geschieht auf zweifache Weise; einerseits werden niedere Wolken an einem Gebirge sich stauen und wegen dessen niederer Temperatur die Wasserbläschen kondensieren; andererseits aber steigt die Luft aus den Tälern an den Gehängen auf, dehnt sich dadurch aus, wodurch Wärme gebunden und der mitgeführte Wasserdampf infolge der Abkühlung kondensiert wird. Selbstredend wird dadurch die Niederschlagsmenge im Gebirge größer.

Diese beiden Ursachen bedingen es, daß man bei vielen Gebirgen eine Luv- (Regen-) und eine Lee- (Trocken-) Seite unterscheiden kann, je nachdem das Gehänge den regenbringenden Luftströmungen entgegensieht oder von ihnen abgewendet ist. So z. B. ist an der Westseite von Schottland und Norwegen die Niederschlagsmenge zwei- bis dreimal größer als an der Ostseite, bzw. im Innern. Auch am Arlberg und im Schwarzwald ist die Westseite regenreicher. Der 1250 m hohe, steile, vom Westen nach Osten streichende Tanargue (nördlich von Joyeuse im Rhonetal) hatte 1844 1722 mm Regen, während in dem acht Meilen hiervon östlich liegenden Ort, wo die Südwinde unbehindert vorüberstrichen, nur 1000 mm beobachtet wurden.

Der Regenwind wird auch dort reichlich Niederschläge geben, wo er einen mächtigen Kondensator, einen großen hohen Gebirgsstock trifft. Die Luftströmung ist hier überdies wegen des Hindernisses zum Aufsteigen gezwungen, wodurch, wie bereits erwähnt, die Kondensation eintreten muß, was schon bei der Annäherung zum Gebirge durch Regen fühlbar ist. Dies ist beispielsweise in unseren südlichen Kalkalpen der Fall.

Im allgemeinen nimmt im Gebirge bis zu einer gewissen Höhe die Regenmenge zu und weiter hinauf wieder ab, was sich aus dem Aufsteigen der wasserführenden Luftströmung erklären läßt. Im deutschen Mittelgebirge steigt die Niederschlagsmenge bis zu 1000 m Höhe, jedoch stetig von 58 cm bis zu 100 cm; da in den Alpen die Zone des reichsten Niederschlages etwa in 2000 m Seehöhe liegt, so sind die höchsten Höhen des deutschen Mittelgebirges noch weit von jener Umkehr entfernt. In solchen Gebieten zeigen die Isohyeten einen ähnlichen Verlauf wie die Isohypsen.

II. Der Einfluß im Einzelnen.

Die Infiltration und der Abfluß des Atmosphärwassers ergänzen sich; ihr gegenseitiges jährliches Summenverhältnis wird für ein be-

stimmtes Gebiet, für welches die Verdunstung im großen Durchschnitt als eine in Prozenten gegebene Konstante angesehen werden kann, ebenfalls annähernd konstant sein; oder mit anderen Worten: Je kleiner der Abfluß ist, desto größer ist die Infiltration und umgekehrt.

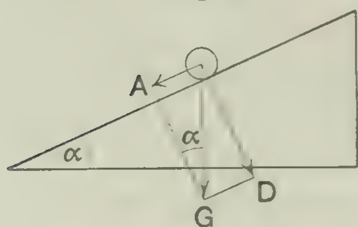
Man glaubte früher, daß jedem der drei genannten Faktoren: Verdunstung, offener Abfluß und Infiltration, je ein Drittel der Niederschlagsmenge zukomme, doch ist dies nicht richtig; denn der Abfluß, und somit auch die Infiltration, hängt von der Erdoberfläche, von ihrer Neigung, Skulptur, petrographischen Beschaffenheit, Bebauung u. dgl. ab. Dadurch wird einerseits die Abflußgeschwindigkeit der Niederschläge, andererseits die Durchlässigkeit des Bodens bedingt und die Verdunstung beeinflußt.

1. Die Abflußgeschwindigkeit des Regenwassers.

a) Neigung des Bodens.

Ist der Boden horizontal, so würde kein Abfließen, sondern nur ein Einsickern, Verdunsten des Wassers und Absorbieren durch die Pflanzen stattfinden. Steht eine Felswand in der Richtung des Regenfalles, so wird, da fast kein Wasser auf die Wand auffällt, die Infiltration theoretisch fast Null, so auch die Verdunstung, und die ganze Regenmenge käme außerhalb der Felswand zum Abfließen. Zwischen diesen beiden extremen Lagen der Erdoberfläche ist die schiefe Ebene (Fig. 2). Vermöge des Gewichtes G eines Wasserteilchens rollt dasselbe über die unter dem $\measuredangle \alpha$ geneigte Ebene mit der Kraft $A = G \cdot \sin \alpha$. Da theoretisch alle diese Wasserteilchen gleich schwer angenommen werden können, so hängt die Abflußgeschwindigkeit v von $\sin \alpha$ ab; dieser wird Null, wenn $\alpha = 0$ ist, und erreicht den Höchstwert, wenn $\alpha = 90^0$, $\sin \alpha = 1$ wird, somit entsprechend unseren früheren Erwägungen. Je geringer die Geschwindigkeit ist, desto mehr Zeit ist der Versickerung (auch der Verdunstung) gegeben, d. h. desto größer wird sie unter sonst gleichen Verhältnissen sein; je größer v wird, desto mehr Wasser wird abfließen. Als zweiter Faktor, welcher die Versickerungsmenge bestimmt, ist die Porosität der Erdoberfläche in Rechnung zu stellen, welche später besprochen werden wird.

Fig. 2.



b) Widerstände beim Abfließen.

Diese voranstehende Untersuchung würde jedoch nur für eine geneigte, glatte Oberfläche gelten, welche dem Abflusse keine Hindernisse bieten würde. Deren gibt es jedoch mehrere. Da ist zuerst die Reibung (R) zu nennen, welche das abfließende Wasserteilchen zu überwinden hat; es ist also $A - R = G \sin \alpha - R$ die Kraft, durch

welche das Abfließen erfolgt. Wenn $R = A$ wird, so ist $A - R = 0$, d. h. es findet kein Abfließen statt; es ist dann auch $R = G \cdot \sin \alpha$, d. h. wenn der Reibungswinkel α' für Wasser und Erdboden erreicht ist, so hört das Abfließen des Regenwassers auf. Eine flach geneigte Fläche ist somit für die Infiltration ebenso günstig, wie eine horizontale, wenn ihre Neigung den Reibungswinkel zwischen Wasser und Erdboden nicht überschreitet.

Der Reibungskoeffizient f ist die Reibung R dividiert durch den Druck $D = G \cos \alpha$ (s. Fig. 2), es ist also $f = \frac{R}{G \cos \alpha}$; der Reibungswinkel α' wird somit gefunden durch $R = G \cdot \sin \alpha' = f \cdot G \cdot \cos \alpha'$ und $f = \frac{\sin \alpha'}{\cos \alpha'} = \operatorname{tg} \alpha'$, eine bekannte Gleichung der Mechanik. Das Abfließen erfolgt mit der Kraft

$$\mathfrak{A} = A - R = G \sin \alpha - f G \cos \alpha = G (\sin \alpha - f \cos \alpha).$$

Bei gleicher Neigung des Terrains hängt somit die Kraft und deshalb auch die Geschwindigkeit, mit welcher das Abfließen erfolgt, allein vom Reibungskoeffizienten f ab; je größer derselbe ist, desto kleiner wird der Abfluß, desto größer die Infiltration.

Der Abfluß wird auch durch die Adhäsion C des Wassers zum Erdreich gehemmt und dadurch die Infiltration wesentlich begünstigt.

Es ist also die verbleibende Kraft des Abflusses $F = A - R - C$, wobei C für eine bestimmte Bodenart als eine Konstante angenommen werden darf. Leider sind f und C in der Natur für verschiedene Bodenarten noch nicht ermittelt, weshalb uns die gegebenen Formeln nur ein mathematisches Bild von den die Infiltration zum Teil bedingenden Faktoren geben.

Die Reibung zwischen Wasser und Erdboden hängt naturgemäß von der Rauheit bzw. Glätte des letzteren ab. Glatten Oberflächen begegnet man als Gletscherschliffe, als Verwerfer, seltener als Schichtflächen. Damit nähern wir uns dem zweiten Faktor, welcher die Abflußgeschwindigkeit bedingt, nämlich

2. der Skulptur und Bepflanzung der Erdoberfläche.

Ist die letztere rauh, so wird nicht bloß wegen der erhöhten Reibung das Wasser langsamer abfließen, sondern darum, weil bei gleicher Höhe der schiefen Ebene der Weg des abfließenden Wassers infolge der vielen Krümmungen des Wasserweges verlängert wird; dieses kann nicht nach der Linie des steilsten Falles, welche auf der schiefen Ebene die kürzeste ist, abrinnen, sondern wird den vielen Grübchen des Gehänges folgen, somit einen weiteren Weg einzuschlagen haben. Es wird also bei gleicher Höhe die schiefe Ebene eine größere Länge haben, d. h. der Neigungswinkel der schiefen Ebene und dadurch auch die Geschwindigkeit des abfließenden Wassers wird verkleinert.

Ist ein Gehänge mit einer Wiese bedeckt, so kann das Wasser, wenn es in geringer Menge vorhanden ist, nicht nach der Linie des steilsten Falles abfließen, da jeder Grashalm die Bewegungsrichtung abdrängt und den Abflußweg verlängert, die Geschwindigkeit dadurch herabsetzt, somit die Infiltration begünstigt. Fallen jedoch große Wassermassen auf seinen Hang, so wird die Geschwindigkeit des Abflusses erhöht, aus welchem Grunde auch bei einem Platz- oder Sturzregen die Infiltrationsmenge prozentarisch herabgesetzt wird.

Felder können die Furchen sowohl nach Höhenschichtenlinien als nach dem Gefälle des Hanges gezogen haben; im ersteren Falle wird das Regenwasser zurückgehalten, die Versickerung kann deshalb reichlicher erfolgen, während im letzteren Falle das Abfließen sehr begünstigt wird. Ein großes Hindernis des Abfließens ist auch jedes bebaute Feld aus demselben Grunde, wie dies bereits bei der Bedeckung durch Wiesen erwähnt wurde. Das jährlich wiederkehrende Auflockern der Ackerkrume befördert die Infiltration. Ein Boden, welcher, wenn auch felsig, viele Unebenheiten besitzt, auf welchem reichlich Gesteinsbrocken herumliegen, wird das Regenwasser langsamer, unter Umständen auch gar nicht abfließen lassen, da der verschlungene Abflußweg die Länge der schiefen Ebene bei gleicher Höhe wesentlich verlängert, weshalb α kleiner wird und selbst den Reibungswinkel α' erreichen kann.

Wälder haben einen komplizierteren Einfluß auf das Bodenwasser. In ihren Gezweigen und Blättern bleibt ein bedeutender Teil des Regens hängen und kann, weil jeder Tropfen fast allseits von der Luft umgeben ist, leicht verdunsten; es fällt somit weniger Wasser zum unebenen Boden; dieser ist mit Vegetation, mit rauhem, porösem Humus- oder Moosboden bedeckt, welche das Abfließen hindern, in dieser Hinsicht die Infiltration zu begünstigen scheinen; doch saugen die Wälder, besonders wenn der Boden moosreich ist und eine stärkere Humusschicht trägt, auch eine große Wassermenge auf, welche allmählich verdunstet.

Sehr beachtenswert sind die Beobachtungen v. Seckendorffs während eines dreitägigen Landregens (52,6 mm Regenhöhe).

Baumart	Es regnete nach Rechnung auf die Krone	Hiervon drangen nach ombrometrischen Mittelwerten auf den Boden	Es wurden am Stamme abgeführt	Es gelangten mithin in Summa auf den Boden	Durch Verdunstung gingen verloren	Es gelangten Prozente des auf die Krone gefallenen Wassers auf den Boden ohne Einrechnung des am Stamme abgeführten Wassers	Es gelangten Prozente des auf die Krone gefallenen Wassers auf den Boden mit Einrechnung des am Stamme abgeführten Wassers
	Liter	Liter	Liter	Liter	Liter		
Buche . . .	3406	1839	260	2099	1307	54,0	61,6
Eiche . . .	3170	1983	200	2183	987	62,5	68,9
Ahorn . .	4819	3142	200	3342	1477	65,2	69,4
Fichte . .	1573	481	16	497	1076	30,6	31,6

Die Laubbäume führen somit dem Boden doppelt soviel Wasser zu als die Nadelbäume. v. Seckendorff fand ferner, daß ein 9 cm starker Moosrasen (Sphagnum) in 1 m² 14 Liter Wasser, 14 mm Regenhöhe entsprechend, führt, und daß 100 kg lufttrockene Laubstreu 200 bis 250 kg, trockene Eichenblätter und Weißbuchenstreu 120 bis 180 kg, Fichtenstreu 110 bis 140 kg Wasser aufnehmen. Ist jedoch die Verwesung der Streu sehr weit vorgeschritten, so bildet sie einen wasserundurchlässigen Boden.

Auch das sogenannte Unterholz, die Gräser und Kräuter des Waldes fangen einen Teil des Regens auf und beanspruchen, ebenso wie die Bäume und die übrigen Pflanzen, zu ihrer Ernährung Wasser, das sie zum Teil auch dem Boden entziehen, worüber später einschlägige Beobachtungen mitgeteilt werden.

Laubbäume werden bei uns im Winter und Frühjahr, also zu Zeiten ohne Blattschmuck, viel mehr Niederschläge dem Boden zuführen und weniger entziehen, als in den anderen Jahreszeiten.

Die Fähigkeit des Waldes, die Verdunstung aus zwei Gründen zu befördern, wirkt gegen die Infiltration. Es ist deshalb die viel verbreitete Anschauung nicht richtig, daß der Waldbestand für das unterirdische Wasserregime am günstigsten wirkt, eine Ansicht, welche in der Tatsache, daß der Wald am wenigsten Wasser abfließen läßt, scheinbar begründet ist; er speichert das meiste Wasser auf und infiltriert es erst dann, wenn er mit Wasser gesättigt ist, wie z. B. bei einem länger anhaltenden Regen.

Die eingehenden Untersuchungen von Erlenmeyer und besonders von Otzotzkij haben schlagend bewiesen, daß der Waldbau jene Kulturform ist, welche dem Boden die meiste Feuchtigkeit entzieht und das Bodenwasser am wenigsten speist. Sie fanden, daß unter einem fast horizontalen Waldboden der Grundwasserspiegel tiefer gelegen ist, als im Freiland, ja selbst gegenüber kleinen Lichtungen. Diese Absenkung kann oft sehr bedeutend sein und beträgt unter dem Schipowschen Walde bei Erischew (Rußland) nach Otzotzkij 10,96 m bei 190 m Entfernung vom Freiland. Es ist deshalb gefehlt, wie es wiederholt geschah, zur Sicherung der Qualität des Bodenwassers die ebene Umgebung der Entnahmestelle mittels Baumwuchs zu schützen, da dies auf Kosten der Quantität geschieht.

Wiesenkulturen haben qualitativ dieselbe Wirkung und wären quantitativ nicht nur kein Nachteil, sondern ein Vorteil.

Nahe der Oberfläche ist der Feuchtigkeitsgehalt des Waldbodens größer als in der Tiefe, während dies im Freiland umgekehrt ist. Deshalb empfiehlt sich der Wald im Gehänge als Mittel gegen die Hochwassergefahr.

Es ist bisher noch nicht sicher entschieden, inwieweit der Wald die Niederschlagsmenge beeinflußt; doch scheint er dieselbe zu erhöhen.

was in den Beobachtungen Fautrats[1]) begründet erscheint. 1878 wurden folgende Regenmengen gemessen:

Über dem Laubwald	775 mm	Über dem Fichtenwald . . .	774 mm
Im Freien	756 „	Im Freien	728 „
Im Laubwald mehr	19 mm	Im Fichtenwald mehr	46 mm

Dieses Ergebnis wird bestätigt durch Beobachtungen der Niederschläge an dem kahlen und dem wieder aufgeforsteten Boden, wobei letzterer eine etwas größere Regenmenge aufwies; dieser Einfluß des Waldes war im Sommer und Herbst am größten, im Winter jedoch gleich Null.

3. Die petrographischen Verhältnisse der Erdkruste. Durchlässigkeit (Permeabilität) der Gesteine.

Das Porenvolumen ist die Summe der Hohlräume (Poren) in einer bestimmten, zumeist lockeren oder verkitteten Gesteinsmasse; z. B. in 2,4 m^3 Sand ist das Porenvolumen 0,8 m^3. Das Verhältnis des Porenvolumens zu dem ganzen Volumen des Gesteins, meist in Prozenten ausgedrückt, ist der Porenquotient, also im früheren Beispiele $0{,}8 : 2{,}4 = \mathbf{0{,}33}$ oder **33** Proz.

Es gibt Gesteine, im geologischen Sinne, welche das Wasser mehr oder weniger leicht durchlassen, wie z. B. Sand, Schotter, Schutt, gewisse Sandsteine und Konglomerate, vulkanischer Tuff, blasige Eruptivgesteine usw., und welche durchlässig genannt werden; andererseits kennen wir Gesteine, welche — im technischen Sinne — das Wasser nicht durchlassen, sie sind undurchlässig oder wasserdicht, wie Ton oder geschlossene Tongesteine, z. B. Schieferton; die undurchlässigsten Gesteine sind die bereits mit Wasser gesättigten.

Zwischen diesen beiden Bodenarten sind die schwerdurchlässigen Gesteine. Wasserhaltig sind alle Gesteine; dieser, wenn auch manchmal sehr geringe Wassergehalt, der sich durch Trocknen bei 110° nachweisen läßt, wird Gebirgs-, Berg- oder Grubenfeuchtigkeit genannt. Dieselbe bindet vermöge der Kapillarität das Wasser an sich und schließt es dadurch von der allgemeinen unterirdischen Zirkulation aus. Sie wird durch Erwärmen des Gesteins auf 110° C bestimmt.

Das Porenvolumen der lockeren Gesteinsmassen hängt von der Form, Lagerung und Gleichartigkeit der einzelnen Stücke bzw. Körner ab. Würden die einzelnen Elemente durchweg gleich groß und kugelförmig sein, so würde der Porenquotient von der gegenseitigen Lagerung der Elemente abhängen; ihre absolute Größe kommt jedoch nicht in Betracht, weshalb der Porenquotient des gröbsten Schotters gleich dem des feinsten Sandes ist, wenn die genannten Bedingungen erfüllt sind.

---

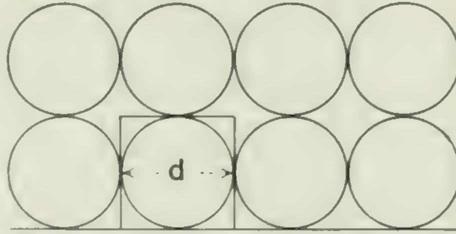
[1]) Compt. rend. **89**, 1051.

Die kubische Lagerung der Elemente, d. h. wenn die Verbindungslinien der Mittelpunkte der einzelnen Kugeln Würfelkanten entsprechen (Fig. 3), gibt den größten Porenquotienten, nämlich 47,64 Proz.

Denkt man sich in einem sehr großen Raum Reihen von Kugeln vom Durchmesser d neben-, hinter- und übereinander in kubischer Lagerung geschichtet, so kann man sich zu jeder Kugel den umgeschriebenen Würfel von d Seitenlänge denken.

Der Körperinhalt jeder Kugel ist $\frac{\pi}{6} d^3$, jener des umschriebenen Würfels jedoch d^3; folglich wird jeder Hohlraum P zwischen diesem und jener, also gleichsam die Würfelecken bildend, $P = d^3 - \frac{\pi}{6} d^3$ sein, $= d^3(1 - 0{,}5236) = 0{,}4764\, d^3$, d. h. gleichgültig, ob d groß oder klein ist, der Hohlraum (Porenvolumen) des Würfels ist immer 0,4764 von d^3 = Würfelinhalt; setzt man diesen mit 100, so ist der Porenquotient 47,54 Proz.; was für jeden einzelnen Würfel gilt, gilt auch von ihrer Summe.

Fig. 3.



Denkt man sich die obere Kugelreihe gegen die untere derart verschoben, daß die Mittelpunkte der oberen über die Berührungsstellen der unteren Kugeln kommen, wodurch die Verbindungslinien der Kugelmittelpunkte im Vertikalschnitt gleichseitige Dreiecke werden, so sinkt der Porenquotient auf 25,95 Proz. herab wie dies eine einfache Berechnung ergibt.

Clifford Richardson hat 24 nordamerikanische Sande untersucht und fand den Porenquotienten für lockeren Sand zwischen 37,6 und 51,2[1]), im Durchschnitt mit 43,5 Proz., für kompakten Sand von 29,6 bis 42,4[1]), durchschnittlich mit 36,1 Proz. Während der Porenquotient des lockeren Sandes sich dem idealen Höchstwert = 47,64 Proz. nähert, so nimmt der kompakte Sand eine Mittelstellung zwischen den beiden früher berechneten theoretischen Werten ein. Richardson fand ferner, daß durch Zerkleinerung der Porenquotient etwas weniges zunimmt. Scharfes Quarzpulver, welches den 6 bis 10 Maschensieben entspricht, hat 43,3 Proz., das den Maschensieben 20 bis 30 angehört, 43,4 Proz. und das die Größe der 90 bis 100 Maschensiebe hat, 44,2 Proz. Porenquotient. Dies haben auch die Versuche von A. Mayer, Liebenberg, Wollny und E. J. Köhler bestätigt. E. J. Köhler fand experimentell, daß bei gleicher Größe der Elemente (Körner) innerhalb jeder Sandsorte der Porenquotient um so größer ist, je unregelmäßiger dieselben sind, d. h. je mehr sie von der Kugelgestalt abweichen; dies hatte früher auch Seelheim bewiesen. Im allgemeinen nimmt man für Flußalluvium den Porenquotienten mit 30 bis 35 Proz. an.

---

[1]) Letzterer Wert für einen Sand mit viel Lehm.

Die Sande und Kiese werden nach ihrer Korngröße verschieden benannt, und zwar als:

Grobkies		über	7,0 mm			Korngröße,
Mittelkies	von	4,0	bis	7,0	„	„
Feinkies	„	2,0	„	4,0	„	„
Sehr grober Sand	„	1,0	„	2,0	„	„
Grober Sand	„	0,5	„	1,6	„	„
Mittelfeiner Sand	„	0,25	„	0,5	„	„
Feiner Sand	„	0,05	„	0,25	„	„

Das noch feinere Korn heißt Staub, befeuchtet Schlamm. Die Körner des feinen und zumeist auch des mittelfeinen fluviatilen Sandes sind eckig, da sie im fließenden Wasser schwebend, hingegen die schwereren Körner rollend weitergetrieben werden, weshalb die letzteren abgerundet sind. Die äolischen Sande, d. h. jene, welche durch Winde bewegt werden, sind abgerundet. Damit ist auch ein Mittel gegeben, den fluviatilen Löß vom äolischen zu unterscheiden.

Der Porenquotient der Sande bis 1 mm Korngröße wird mit 55 Proz., der der gröberen Sorten bis zu 7 mm mit 38 Proz. angegeben.

Da auch die Elemente der lockeren Massen nicht durchweg gleiche Größe haben, so wird jener höchste theoretische Wert des Porenvolumens, gleich 47,64 Proz., auch um so seltener erreicht, da die Elemente nicht durchweg die ideale kubische Lagerung und die Kugelgestalt besitzen. Die Beeinflussung des Porenvolumens infolge der Verschiedenheit des Kornes zeigt am deutlichsten der Schotter; wenn die Gerölle auch durchweg Kugeln in kubischer Lagerung wären, so kann dennoch der ideale Wert nicht erreicht werden, weil ja die 47,64 Proz. betragenden Zwischenräume nicht durchweg von Luft, sondern zum Teil auch von Sand erfüllt werden, wodurch das Porenvolumen herabgesetzt wird. Aus demselben Grunde kann der Sandstein nie das Porenvolumen des Sandes erreichen, weil seine Poren durch das Bindemittel mehr oder weniger erfüllt sind. Ein toniges oder mergeliges [1]) Bindemittel wird, weil undurchlässig, die Durchlässigkeit des Sandsteines bedeutend, zuweilen bis auf Null herabsetzen.

Für lockere Massen wird das Porenvolumen auf folgende Weise am einfachsten, wenn auch nicht ganz genau, bestimmt. In ein gradiertes Gefäß wird das lockere Material, z. B. Sand, gegeben und dieses so lange durch Klopfen u. dgl. behandelt, bis die Oberfläche nicht mehr sinkt; es seien nun S cm³ Sand im Gefäße. Man gießt vorsichtig, jedes Aufwirbeln des Sandes vermeidend, aus einem gradierten Gefäß Wasser so lange ein, bis der Wasserspiegel die Oberfläche des Sandes erreicht; man hat W cm³ Wasser eingegossen, welches die Poren erfüllte. Es ist also $\frac{W}{S} \cdot 100$ der Porenquotient.

[1]) Mergel ist ein inniges, verfestigtes Gemenge von Ton- und Kalk- oder Dolomitschlamm.

Insbesondere feine Sande führen oft viel Luft mit sich, weshalb man dann in eine gemessene Wassermasse eine gemessene erwärmte Sandmenge einführt.

Eine andere, sehr genaue Methode, das Porenvolumen zu finden, besteht darin, die Dichte D des getrockneten Sandes mittels Pyknometer oder dergleichen zu bestimmen und ein bekanntes Volumen V Sand abzuwägen; es sei G. Hätte dieses keine Zwischenräume, so müßte sein Gewicht G' gleich sein dem Volumen multipliziert mit der Dichte $G' = V.D$; das Gewicht G des Sandes wurde jedoch beim Wägen kleiner gefunden, folglich entspricht $G' - G$ dem Gewicht der Poren, wenn diese mit dem Sandmaterial gefüllt wären. Diese Gewichtsdifferenz ist durch die Dichte D zu dividieren, um das Porenvolumen zu erhalten. Zum Beispiel 100 cm³ Quarzsand wiegen 168 g, die Dichte desselben ist 2,65, folglich würden 100 cm³ Quarz 265 g $= G'$ wiegen. Diese sind um $265 - 168 = 97$ g schwerer als der lose Sand, dessen Porenquotient $97 : 2{,}63 = 36{,}6$ Proz. ist.

Auf gleiche Weise kann auch das Porenvolumen der bei 110° getrockneten und luftfreien kompakten Gesteine bestimmt werden, deren Dichte ermittelt wurde. Man wägt das getrocknete Gesteinsstück ab, läßt es länger im Wasser liegen, trocknet dann das ausgehobene Stück sorgfältig außen ab und wägt es neuerdings. Das Porenvolumen und dessen Quotient wird ebenso, wie vorher erläutert, berechnet.

Eine andere einfachere, doch weniger genaue Methode ist folgende: Das kompakte Gestein, aus dem man früher durch mäßiges Erwärmen (bis 110°) die Luft und das Wasser austrieb, legt man in ein gradiertes, mit Wasser zum Teil gefülltes Gefäß und beobachtet rasch das dadurch bedingte Ansteigen des Wasserspiegels, aus welchem das Volumen des Gesteinsstückes S cm³ bestimmt werden kann. Man läßt das Ganze in Ruhe, wobei man bemerkt, daß der Wasserspiegel sinkt, bis er eine konstante Höhe einnimmt. Dieses versinkende Wasser wurde vom Gestein eingesogen; ist sein Volumen (Porenvolumen) W cm³, so ist der Porenquotient $\frac{W}{S} \cdot 100$.

Wenn es sich nicht um sehr genaue Bestimmung handelt, so genügt es, daß Gefäß nach Eintragung des Gesteinsstückes möglichst sicher zu verschließen, z. B. mittels einer mit Fett u. dgl. aufgedichteten Glasplatte, um die Wasserverdunstung hinanzuhalten. Genauere Resultate erhält man jedoch damit, daß man ein zweites gleiches Gefäß, bis zur selben Höhe mit Wasser gefüllt, neben das oben offene Gefäß stellt und in beiden das Sinken des Wasserspiegels beobachtet. Im ersteren Gefäß ist dieses Sinken durch die Verdunstung des Wassers bedingt, welcher Wert von jenem im Meßgefäß erhaltenen Wasserspiegelrückgang abzuziehen ist.

Auf diese und die früher erwähnte Weise hat man den Porenquotienten vieler Gesteine bestimmt; einige sind in der, zum Teil O. Lueger entnommenen Tabelle II genannt.

Tabelle II.

	Porenquotient in Proz.	
	Mittlerer Wert	Vereinzelter Höchstwert
Feinkörniger Granit	0,05— 0,45	0,70
Grobkörniger Granit	0,36— 0,86	—
Syenit	0,50— 0,60	1,38
Diorit	0,25	—
Gabbro	0,60— 0,70	—
Serpentin von Neunburg v. W. (Oberpfalz)	0,56	—
Porphyr	0,40— 0,60	2,55
Phonolith	2,00— 3,50	4,50
Basalt	0,63— 1,28	—
Basaltlava	4,40— 5,60	—
Tonschiefer	0,54— 0,70	—
Kieselschiefer	0,85— 0,91	2,70
Sandstein, sehr dicht (Durchschnitt)	4,00	—
„ dicht (Durchschnitt)	15,20	—
Buntsandstein (Trias), Deutschland	3,23	15,90
Keupersandstein „ „	16,94	—
Jurasandstein	4,20— 6,80	—
Sandsteine des Wiener Tertiärbeckens	4,03—17,7	—
Verschiedene Sandsteine	6,90—26,90	39,80 (47,0?)
Dolomit	1,50—22,15	—
Marmor von Carrara	0,11— 0,22	—
„ grauer, von Belgien	0,19	—
„ weißer, von Schlanders (Tirol)	0,59	—
„ v. Pörtschach (Kärnt.), Untersberg (Salzb.)	0,26— 0,27	—
Kalkstein	0,67— 2,55	—
„ oolithisch	13,6 —16,93	—
Kalktuff	20,20—32,20	—
Kreide	14,40—43,90	—
Dünensand	24,0	—
Mittelkies, Korndurchmesser 4 bis 7 mm	36,70	—
Feinkies, „ kleiner als 4 mm	36,00	—
Grobsand, „ „ „ 2 „	36,00	—
Mittelsand, „ „ „ 1 „	39,60	—
Feinsand, „ „ „ 1/3 b. 1/4 mm	42,00	—
Sehr toniger Boden	46,40	—
Mergel	47,50	—
Humusarmer, ziemlich stark toniger Boden	48,10	—
„ sehr feinkörnig. sand. lehmiger Boden	55,30	—
Kieselhaltiger Ton	52,50	—
Schwarzer humoser, kalkiger Lehmsandboden	56,80	—
Torferde	81,00	—
Infusorienerde	91,60	—

Im Großen müssen jedoch diese Werte noch korrigiert werden, da viele Gesteine auch größere oder kleinere Klüfte besitzen, welche in den Probestücken nicht oder nur teilweise vorhanden und für die Durchlässigkeit von großer Bedeutung sind.

Wie weit und in welcher Mächtigkeit sie jedoch ins Gebirge eindringen, kann durch den Bergbau-, manchmal auch durch den Tunnel- und Steinbruchbetrieb entschieden werden.

Auch das Verwitterungsprodukt eines Gesteins kann sein theoretisches Porenvolumen oder richtiger gesagt, seine Infiltrationsfähigkeit ganz wesentlich beeinflussen. So z. B. geben manche Glimmerschiefer, denen ein relativ hohes Porenvolumen zukommt, eine tonige Verwitterungskruste, welche fast undurchlässig ist, so daß die aus diesem Gestein aufgebauten Gebirge, wie einzelne Teile der Kor- und Saualpe in Kärnten, wenig Bodenwasser führen.

Die Kolloide der Tone, der Mergel, der tonigen und humösen Verwitterungsprodukte sind der Infiltration sehr abträglich, obzwar, wie dies die voranstehende Tabelle zeigt, sie das größte Porenvolumen haben. Dieses ist also nicht immer ein Maßstab für die Durchlässigkeit; denn diese hängt auch von der Größe der Poren ab. Je feiner das Korn, desto weniger wasserdurchlässig ist das Gestein; denn werden die Poren sehr klein, so ist in ihnen die Kapillarität so groß, daß diese die Bewegung des Wassers hindert, ja unmöglich macht, falls das Wasser nicht infolge eines höheren Druckes die Kapillarität überwindet. Das beste Beispiel hierfür ist der Ton, der doch sehr viel Wasser aufsaugt, also ein sehr großes Porenvolumen hat, und doch infolge der kleinen Poren und der hierdurch bedingten großen Kapillarität kein Wasser durchläßt, d. h. bei dem gewöhnlich in der Natur beobachteten oder in der Technik auftretenden Druck. Würde sich dieser derart steigern, daß die große Energie der Kapillarität überwunden wird, so würde auch der Ton wasserdurchlässig. Hieraus ergibt sich, daß es theoretisch gar keine undurchlässigen Gesteine gibt, daß also dieser Begriff innerhalb gewisser Grenzen nur im praktischen Sinne angewendet werden darf.

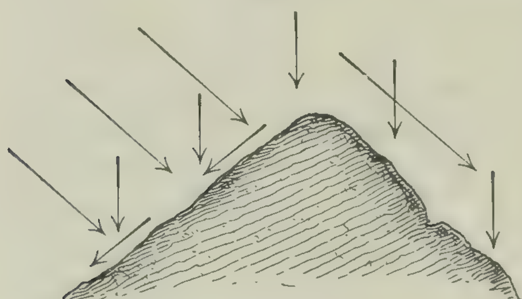
Auch durch die Adhäsion wird das Wasser an das Gestein gebunden, und zwar um so mehr, je kleiner das Korn ist, da dann in einer Kubikeinheit die Summe der Oberflächen der Körner relativ größer ist. Bei gröberem Kies und bei Geröllen spielt nur mehr die Adhäsion eine Rolle, da die Kapillarität bedeutungslos ist.

Die Durchlässigkeit der klastischen Gesteine, das sind jene, welche aus einem Trümmerwerk von Gesteinen gebildet werden, kann auch nicht generell in Zahlen ausgedrückt werden; so z. B. können zwei Sandsteine dasselbe Porenvolumen besitzen; hat der eine ein sandig-kalkiges, der andere ein toniges Bindemittel, so wird die Durchlässigkeit des ersteren unvergleichlich größer als die des letzteren sein, weshalb ein Sandstein sehr wasserlässig, ein anderer ganz oder fast undurchlässig sein kann. Ebenso wirkt die Klüftung auf dasselbe Gestein, wodurch der Grad der Permeabilität (Durchlässigkeit) für dieselbe Gesteinsart verschieden wird.

Wasserlässige Gesteine sind in der Regel: Sand[1]), Sandstein, wenig fest oder mit nicht tonigem Bindemittel[2]), Schotter, Schutt, Konglomerat, locker oder mit nicht tonigem Füll- und Bindemittel[2]), Schutt, Breccie, vulkanische Tuffe und Sande, blasige und zellige Gesteine, viele Dolomite, insbesondere die alpinen, Kohle, Brauneisenstein, alle geschichteten Gesteine mit offenen Schicht- oder Schieferungsflächen und die zerklüfteten Gesteine aller Art.

Undurchlässig sind Ton, Lehm, Schieferton, Mergel, Mergelschiefer, fester Kalkstein, Granit und andere Eruptivgesteine, wenn sie nicht zerklüftet sind, Sandsteine und Konglomerate mit reichlich tonigem Bindemittel, gefrorener Boden und Gesteine aller Art, welche bereits mit Wasser gesättigt sind.

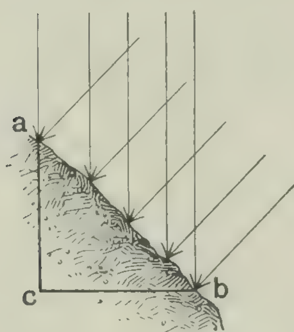
Fig. 4.



Werden wasserlässige Gesteine entwässert, was ja oft für die Wasserversorgung menschlicher Ansiedlungen bezweckt wird, so wird nie innerhalb eines bestimmten Raumes das gesamte Wasser ausfließen, es wird vielmehr immer ein, wenn auch meist kleiner Teil (Bergfeuchtigkeit) durch die Adhäsion und Kapillarität im Gestein verbleiben.

Die Versickerung in den geschichteten Gesteinen hängt auch von der Lage der Schichtung gegenüber dem Gehänge ab. Im Profil Fig. 4 wird im linken Gehänge das auffallende Regenwasser über die Schichtenköpfe hinweggleiten während im rechtsseitigen Gehänge die Schichtenköpfe gegen das abfließende Regenwasser gerichtet sind, weshalb dieses in die Schichtfugen eindringen und das Bodenwasser speisen kann. Würde jedoch der Regen in der Richtung des rechten Gehänges auffallen, wie dies die größeren Pfeile andeuten, so würde dieses Gehänge nur kleine Regenmengen erhalten, weshalb auch die Infiltration eine untergeordnete wäre. Umgekehrt, wenn der Regen annähernd in der Richtung des linken Gehänges auffallen würde, so würde die rechte Seite mehr Wasser erhalten, als wenn der Regen vertikal herabfiele (Fig. 5); denn im letzteren Falle käme nur die Fläche *cb* in Rechnung, während beim senkrechten Auffallen des Regens auf *ab* diese ganze Fläche direkt bewässert wird; deshalb

Fig. 5.



[1]) Sehr feiner Sand ist schwer durchlässig, da die Kapillarität sich geltend zu machen beginnt. Im mittelgroben Sand steigt das Wasser vermöge seiner Kapillarität 30 cm hoch. — [2]) Kieseliges und mergeliges Bindemittel setzen die Permeabilität stark herab.

würde das unterirdische Wasserregime ausgiebiger gespeist werden. Es ist also auch die vorherrschende Richtung der regenbringenden Winde von wesentlichem Einfluß.

Praktische Anwendung.

In der Praxis handelt es sich manchmal darum, das Versickern des Atmosphärenwassers hintanzuhalten, manchmal dies zu befördern.

Beim Bergbau entstehen oft infolge Einstürzens der Grubenräume an der Erdoberfläche Vertiefungen, Pingen genannt, von welchen Klüfte in die Grube führen, längs welchen das obertägige Wasser versickert und mit größerem Kraft- und Kostenaufwand wieder zum Tag gehoben, gepumpt werden muß. Um dieses Versickern zu beheben, wird der fruchtbare Boden der Pinge ausgehoben, eine Lehmlage in ihr eingestampft, nahezu bis zu Tage die Pinge mit verschiedenem Material ausgefüllt und darüber der frühere fruchtbare Boden ausgebreitet, wodurch auch diese Fläche dem Landbau wieder zugeführt werden kann.

Dem Salzbergbau ist das eindringende Atmosphärenwasser besonders gefährlich, weshalb man ein Versickern dadurch hindert, daß man es an der Oberfläche möglichst rasch ableitet und die Wassergerinne (Gräben) wasserundurchlässig macht, z. B. durch Betonieren der Talfurchen oder an besonders wasserlässigen Stellen durch Holzgerinne. Flußläufe, welche der Saline von Gefahr sein können, werden verlegt.

Andererseits muß manchmal das Abfließen möglichst gehindert und das Infiltrieren befördert werden. In Gebirgsländern wurden infolge schlechter Waldwirtschaft sogenante Wildbäche erzeugt. Solange die Höhen der Berge mit Wald bestockt waren, hat dieser den größten Teil der Niederschläge aufgenommen und zurückgehalten; nachdem der Wald verschwunden war, stürzte fast die ganze Regenmenge über den kahlen Felsboden in das nachbarliche Tal, und diese großen Wassermengen erzeugten die verheerenden Wildbäche. Man hat sich, insbesondere in den Alpen, vielfach damit beschäftigt, diese Wildbäche zu bannen. In erster Linie mußte man bei einer radikalen Lösung dieses schwierigen Problems daran denken, der Entstehung des Wildwassers vorzubeugen. Dies wäre am einfachsten, wenn man den früheren guten Zustand herstellen würde; doch die Baumpflanzungen im nakten Felsboden bieten große Schwierigkeiten, und es währt geraume Zeit, bis sich die junge Kultur zu einem schützenden Wald entwickelt hat. Diese radikale Lösung wird allenthalben angestrebt.

Um jedoch bald Abhilfe zu schaffen, zieht man in dem kahlen Gebirge noch die Höhenschichtenlinien, also horizontale Gräben: diese nehmen nicht bloß einen Teil des Regenwassers auf, sondern lassen dieses auch teilweise versickern und verdunsten.

Eine andere Anwendung des Versickerns des Oberflächenwassers ist in neuerer Zeit an mehreren Orten, besonders in Schweden üblich;

man hat sie Grundwasserfabrik[1]) genannt. Es sei hier als Beispiel Gotenburg erwähnt. Dieses versah sich mit Trinkwasser aus dem See Djölsen und ergänzte diese Anlage mit einem Pump- und Filtrierwerk, das das Wasser aus dem Götaälf nahm. Es war auch artesisches Wasser vorhanden, das in einem Sandlager auf dem Grundgebirge fließt und von Ton überdeckt ist. Das Sandlager beißt östlich höher gelegen aus, woselbst Sand so tief gewonnen wurde, bis der Wasserspiegel erreicht wurde. Als man in zwei Bohrbrunnen, welche tiefer den Ton bis auf das wasserführende Sandlager durchteuft hatten, kräftig pumpte, fiel in den Sandgruben der Wasserspiegel, ein sicherer Beweis, daß dieses Wasser demselben Sandlager angehört, welches die beiden Brunnen erschlossen haben. Man hat dann diese Sandgruben zu zwei Infiltrationsbecken ausgestaltet und in dieselben Wasser des Lerlje-Ån geleitet, wodurch die Ergiebigkeit des artesischen Bodenwassers bei regem Pumpen wesentlich erhöht und die früheren Filteranlagen überleer wurden, da nun die Sandschicht des Untergrundes ausgiebiger filtrierte. Überdies wurde die Güte des Grundwassers wesentlich verbessert, der Gehalt an Chlor sank von 50 bis 400 auf 36 bis 45, jener an Ammoniak von 0,5 bis 5 auf 0 bis 0,3. Die Infiltrationsbecken wurden abwechselnd vom Schlamm, den der Fluß mitbrachte und die Poren verlegte, gereinigt. Eine größere Anzahl von Brunnen, mit einer Leitung verbunden, wurden von einer gemeinsamen Pumpenanlage betätigt.

In Schweden sind solche Infiltrationsbecken – Grundwasserfabriken – an mehreren Orten mit gutem Erfolg in Anwendung.

4. Die Teilung der Niederschläge.

Man hat, wie bereits erwähnt, vordem angenommen, daß von der Niederschlagsmenge ein Drittel verdunstet und von Pflanzen absorbiert wird, daß ein Drittel an der Oberfläche abfließt und ein Drittel in die Erde einsickert. Daß diese alte Regel, die auch heute noch manche Praktiker ihren Rechnungen zugrunde legen, unhaltbar ist, ergibt sich aus den früheren Betrachtungen, welche lehren, daß der Prozentsatz des Infiltrationswassers von vielen verschiedenartigen Einflüssen bedingt wird, weshalb er örtlich ganz verschieden ist.

a) Verdunstung.

Ebenso ist die Verdunstung und der Abfluß von vielerlei Faktoren abhängig. Ein Sinken der Verdunstung und der Pflanzenabsorption bewirkt die Erhöhung der beiden anderen Anteile; dies macht sich z. B. oft im Winter durch die Vermehrung der Bodenwassermenge geltend. Obzwar in Mitteleuropa im Sommer die Niederschlagsmenge größer als im Winter ist, so ist doch oft auch

---

[1]) J. G. Richert, Die Grundwasser mit besonderer Berücksichtigung Schwedens 1911, S. 80.

infolge größerer Verdunstung die Menge des Bodenwassers kleiner als im Winter oder im Frühjahr. Hierbei können auch andere Einflüsse, insbesondere die Regendichte, mitwirken.

Zahlen, welche sich auf verläßliche Beobachtungen im Großen beziehen, liegen wenige vor. Man hat an verschiedenen Orten Beobachtungen über die Größe des Wasserbedarfs bei der Verdunstung und der Absorption der Pflanzen gemacht, wovon einige Zahlenwerte mitgeteilt seien.

Der tägliche Konsum der Pflanzen, einschließlich der Verdunstung, an Wasser ist, in Millimeter Regenhöhe ausgedrückt, nach Risler folgender: Wiesen und Kleefelder 3,1 bis 7,3 mm, Hafer 3 bis 5 mm, Mais 3 bis 4 mm, Getreide (Halmfrucht) 2,26 bis 2,8 mm, Reben 0,9 bis 1,3 mm, Tannenwald 0,5 bis 1,0 mm und Eichenwald 0,5 bis 0,8 mm.

Dieser relativ große Wasserbedarf, den man häufig, wenn auch nicht ganz zutreffend, allein der Verdunstung zurechnet, wird oft nicht ausgiebig genug von dem Regen gedeckt; den Abgang liefert der Tau und die Bodenfeuchtigkeit, weshalb die Vegetation in dieser Hinsicht der Infiltration entgegenwirkt. Auch nach den Beobachtungen Ebermayers verdunsten Wiesen, Klee und andere Ackergewächse mehr Wasser als die Waldpflanzen. Ein 115jähriger Buchenwald verdunstet während seiner Vegetationszeit pro Hektar eine Gesamtwassermenge, welche 400 mm Regenhöhe entspricht. Die Verdunstung im Freiland ist im Sommer durchschnittlich dreimal größer als im Wald.

Die Verdunstung wird durch die Wärme befördert; deshalb ist die Schattenseite bodenfeuchter als die Sonnenseite, während die Ost- und Westseite das Mittel hält. Der Unterschied in der Temperatur zwischen dem Süd- und Nordgehänge nimmt mit dem Böschungswinkel zu, da dann die Sonnenseite auf der Flächeneinheit mehr Sonnenstrahlen auffängt.

Es braucht wohl nicht erst erwähnt zu werden, daß auch die Feuchtigkeit des unbebauten Bodens verdunstet. Die Größe der Verdunstung hängt von den Wärmeverhältnissen, der Bewegung der Luft und ihrer Sättigung mit Feuchtigkeit ab.

Man hat auch Verdunstungsmesser (Admometer) sowohl für freie Wasserflächen als auch für den Erdboden konstruiert; doch sind bei letzteren öfters die Fehlerquellen dadurch, daß die Apparate nicht den Bodenverhältnissen entsprechen, derart, daß sie für unseren Bedarf unbrauchbare Ergebnisse liefern. Am besten würde ein einfacher Blechkasten mit Boden, der in die Erde bis zur Oberkante versenkt und der mit dem Material des Bodens samt darauf befindlichem Pflanzenwuchs gefüllt ist, entsprechen, der täglich abgewogen wird. Berücksichtigt man auch das Gewicht des täglichen Niederschlages, so wird man aus der Gewichtsdifferenz die Verdunstung bestimmen können. Man kann solche Apparate an verschiedenen Stellen im Boden versenken, mit verschiedener Vegetation (Gras, Getreide) bepflanzen oder im Wald versenkte mit Waldstreu bedecken, ihnen auch die ver-

schiedensten Neigungen geben, und paßt sie so den Verhältnissen der Natur am besten an.

Die Verdunstungsversuche Esers[1]) ergaben, daß, wenn der Wassergehalt geringer als 50 Proz. seiner Sättigungskapazität ist, kein kapillares Ansteigen erfolgt. Seine Versuche über den Einfluß des Grundwasserstandes bzw. der Mächtigkeit der Erdschicht, in welcher Verdunstung stattfindet, ergaben, daß diese um so größer ist, je seichter das Grundwasser liegt, und daß die Unterschiede um so größer sind, je durchlässiger der Boden ist. Liegt das Grundwasser sehr tief, so daß die Verdunstung nur im Kapillarwasser erfolgt, so wird diese mit der Tiefe zunehmen. Eser wies ferner nach, daß, wenn der Boden 2 cm tief austrocknet, im Mai und Juni die Verdunstung beim Quarzsand auf 34 Proz., beim Kalksand auf 66 Proz. und bei einer Austrocknung in 8 cm Tiefe beim Quarzsand auf 12 Proz. und beim Kalksand auf 16 Proz. der Verdunstungsmenge, welche ohne Austrocknung nachgewiesen wurde, fällt. Eser hat auch gefunden, daß Sand usw. von 0,1 mm Korngröße die größte Verdunstung gibt, welche mit Zu- oder Abnahme dieser Korngröße kleiner wird.

Die Beschaffenheit der Oberfläche beeinflußt ebenfalls die Verdunstung; diese steigt mit der Vergrößerung derselben infolge der Rauheit oder des wellenförmigen Baues mit der dunkleren Farbe des Bodens; ist jedoch dem Boden eine gewisse Wassermenge schon entzogen, so verdunstet der lichte Boden mehr, weil er durch das frühere spärlichere Verdunsten gegenüber dem dunklen Boden wasserreicher ist. Eser fand auch, daß die Bedeckung des Bodens mit Sand die Verdunstung bedeutend herabsetzt, ja schon bei 1 cm Stärke auf 33 Proz. fällt, daß jedoch der Pflanzenwuchs (Gras, Buchweizen usw.) sie ganz bedeutend erhöht, so gegenüber der Brache (unbedeckter Boden) = 100 Proz. auf 243 Proz. steigt.

b. Abfluß.

Max Singer gibt für relativ kleine Niederschlagsgebiete Österreichs folgende Tabelle über Abflußmengen:

Tabelle I.

Geländeart	Flachland (Seehöhe bis 150 m)	Mittelgebirge (Seehöhe bis 900 m)	Ostalpen (Seehöhe über 500 m)
Jahresregenhöhe . mm	500—600	700—1700	1000—2500
Abfluß . . . . Proz.	20—30 (25)	30—50 (40)	70—84 (77)
Abflußhöhen . . . mm	125—150	280—680	770—1925

Es verhalten sich demnach die Abflußhöhen im Mittelgebirge zu jenen im Hochgebirge nahezu wie 1:3.

[1]) Wollny, Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik, 1884, S. 1.

c) Versickerung (Infiltration).

Es wurden bereits die Elemente erörtert, welche die Versickerung beeinflussen, woraus zu entnehmen ist, daß dieselbe örtlich sehr verschieden sein muß.

Man hat auch eigene Versickerungsmesser (Lysimeter) gebaut, welche jedoch, da sie der Natur nicht genügend entsprechen, keine für unsere Zwecke geeignete absolute Werte geben, sondern nur für Vergleiche geeignet sind.

Das Lysimeter von Ebermayer[1]) würde den Verhältnissen in der Natur am ehesten entsprechen, wenn es aus gewachsenem Boden entsprechend tief hergestellt werden würde. Es wurde eine quadratische Grube von 2 m Seitenlänge und 1,2 m Tiefe mit einem muldenförmigen Boden und einer Abflußröhre in Zement wasserdicht gefaßt und mit Erde gefüllt. Unter dem Boden ist behufs Zugang zu den Meßgefäßen, welche das Sickerwasser auffangen, ein Stollen hergestellt. Ebermayer fand folgende Werte:

Bodenart	Sickerwasser in Prozenten der Regenhöhe					Regenhöhe
	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr	mm
Torf	64,0	11,0	49,0	99,0	53,0	865
Humusreiche Gartenerde	6,9	4,6	2,8	7,1	5,2	958
„ „	6,7	2,1	0,6	4,7	3,1	958

Auch aus der Menge der Niederschläge und des Wassers aus den Drainagen wollte man die Versickerungsmenge bestimmen; da jedoch die Drains zu seicht liegen, so liefern auch diese Bestimmungen für unsere Zwecke keine absoluten, sondern nur relative Werte. Aus diesen Vergleichszahlen, die Charnock und v. Möllendorff fanden, geht hervor, daß sowohl im dolomitischen als auch im Tonboden der Höchstwert der Versickerung im Winter, der Mindestwert im Sommer, bei Lehm im Herbst ist. Die Versuche mit Lysimetern ergaben übereinstimmend, daß im nackten, unbedeckten Boden die Sickermengen stets größer sind als im Grasboden, und zwar ist es gleichgültig, ob ersterer Sand, Lehm oder Torf ist; dabei zeigte sich, daß Sand die größte, Lehm die geringste Durchlässigkeit besitzt, was nach dem früher Mitgeteilten nicht überrascht.

Untersuchungen im großen ergaben überdies, daß Wälder das Sickerwasser mehr herabmindern als Wiesen und andere mit Rasen bedeckte Flächen, und bestätigten, daß der kahle oder mit Moos bedeckte Boden für die Versickerung am günstigsten ist.

Nach Ebermayers Untersuchungen im Großen in den Jahren 1886 und 1887 mit 958 bzw. 634 mm Regenhöhe kamen folgende Wassermengen in Prozenten des Niederschlages zur Versickerung:

[1]) Einfluß des Waldes und der Bestandesdichte auf die Bodenfeuchtigkeit und Sickerwassermengen.

	1886 Proz.	1887 Proz.
Durch den mit Moos bedeckten Boden . .	7,0	6,2
Durch vegetationslosen Boden	5,1	3,5
Im Buchenwaldboden	4,1	2,9
Im Fichtenwaldboden	3,0	1,5

Es ist also die Sickerwassermenge im regenärmeren Jahre prozentuarisch überall kleiner, was sich daraus erklärt, daß in beiden Jahren die Verdunstungs- und Absorptionsmenge gleich groß gewesen sein dürfte, weshalb 1887 weniger Wasser in den Boden drang. Überdies übt eine größere, gut verteilte Wassermenge einen größeren Druck nach abwärts aus, wodurch die Infiltration befördert wird.

Es darf jedoch nicht übersehen werden, daß das in den Boden eingesickerte Wasser hier auch wieder, wenn auch im geringen Maße, verdunstet und dem unterirdischen Wasserregime, dessen Gesamtbilanz also sehr kompliziert ist, dadurch wieder teilweise entzogen wird.

Sind für eine Quelle das Fanggebiet F in Quadratkilometern und die jährliche Niederschlagsmenge h in Metern bekannt, so ist die eingesickerte Regenmenge Q pro Sekunde ein Bruchteil von $F.h$, also $Q = \gamma . F . h$. γ wird Infiltrationskoeffizient genannt (11 bis 35 Proz). Nach Lauterburg[1]) ist im mitteleuropäischen Flachland (3,5 bis 11° Neigung) und in mittelsteilen Geländen die größte Wassermenge pro Sekunde (ausschließlich von den Niederschlägen gespeist) $Q = 0{,}007$ bis $0{,}01\ F . h\ \mathrm{cm}^3/\mathrm{sek}$, also $\gamma = 0{,}007$ bis $0{,}01$, die kleinste Wassermenge, welche nur nach mehreren Dezennien auftritt, $Q_1 = \alpha_1 Q$ und das Immerwasser $Q_0 = \alpha_1 \alpha_0 Q$. Die Werte der Koeffizienten α_1 und α_0 sind aus nachstehender Tabelle zu entnehmen.

Art des Landes		Untergrund					
		Undurchlässig		Mitteldurchlässig		Sehr durchlässig	
		mittelsteil	flach	mittelsteil	flach	mittelsteil	flach
Geschlossene Waldungen, trockener Geröllboden, steiniges und sandiges, wüstes Gebiet	α_1	0,45	0,55	0,55	0,65	0,65	0,75
	α_0	0,5		0,6		0,7	
Aufgebrochen. Kulturland und leichtes Gehölz	α_1	0,35	0,45	0,45	0,55	0,55	0,65
	α_0	0,5		0,5		0,5	
Wiesen und Weideland	α_1	0,25	0,35	0,35	0,45	0,45	0,55
	α_0	0,6		0,6		0,6	
Kahles Felsengebiet	α_1	0,20	0,30	0,30	0,40	0,40	0,50
	α_0	0,3		0,3		0,3	

[1]) Allg. Bauztg. 1887, S. 18.

Bei horizontaler Oberfläche beträgt die Menge der Versickerung gegenüber jener der Regenhöhe in Prozenten:

	Im Mittel Proz.	Kleinste Menge Proz.
In sand- und kieshaltiger Ackererde .	23,5	9,6
„ Kreidemergel	38,3	25,9
„ Tonboden	37,9 (28,1—43,9)	29,2 (14,5—38,8)
„ Lehmboden	51,2 (41,0—60,0)	44,2 (37,1—50,2)
„ lehmigem Sandboden	40,5	28,2

Beckers Untersuchungen geben für die Quellen des Odenwaldes $\gamma = 0{,}001\,68$ und für jene des Schwarzwaldes $\gamma = 0{,}001\,36$.

Ist Q_1 das kleinste Normalwasser, d. h. jenes Bach- und Flußwasser, welches ausschließlich von den Quellen und dem Grundwasser gespeist wird, pro 1 km², so ist nach Iszkowskis Angaben:

Flußgebiet	Mittlere Regenhöhe mm	Fläche km²	Q_1 in 1 Sek.	γ
Loire bis oberhalb Tours	750	42 600	6,34	0,008 45
Rhone oberhalb der Saônemündung . .	1100	21 000	8,24	0,007 49
Rhein vor der Mündung in den Bodensee	1142	6 620	7,57	0,006 63
Elbe bis Altenzaun	600	157 400	3,81	0,006 35
Oder bis zur Warthemündung	550	99 273	3,30	0,006 00
Seine bis Nantes	683	61 900	4,06	0,005 94
Donau bis Wien	830	97 920	4,57	0,005 50
Weichsel bis zur Mündung	630	181 708	3,42	0,005 43
Weser bis Bremen	710	40 000	3,81	0,005 37
Garonne bis Toulouse	1200	10 500	6,34	0,005 28
Memel bis Tilsit	620	100 000	3,17	0,005 11
Im Durchschnitt	—	—	—	0,006 14

Wenn man γ, das sich auf q in Sekunden bezieht, in Prozente der jährlichen Regenhöhe umrechnet, so würden in Mittel- und zum Teil Westeuropa im großen Durchschnitt 19,358 Proz., im Höchstfalle 26,639 Proz. und im Mindestwert 16,109 Proz. der gefallenen Niederschläge versickern. Daraus ergibt sich, daß die früher erwähnte alte praktische Drittelregel vollends unzutreffend ist, und daß im großen Durchschnitt kaum ein Fünftel der Regenhöhe endgültig einsickert, d. h. das Bodenwasser bzw. die Quellen speist.

Lauterburg gibt für 1 km² als kleinste Quellenergiebigkeiten in Sekundenlitern folgende Übersicht:

Beschreibung des Quellengebietes	Allgemeine Durchlässigkeit des Untergrundes und durchschnittliche Neigung des Terrains								
	sehr undurchlässig			mitteldurchlässig			sehr durchlässig		
	sehr steil	mittelsteil	flach	sehr steil	mittelsteil	flach	sehr steil	mittelsteil	flach
I. Alpenregion.									
1. Gletscher- und Firngebiet, ziemlich flache Schutthalden; lockerer Schutt- und Geröllboden und dicht bewaldetes Gebiet, überhaupt stark wasserschluckendes Terrain	1,1—2	1,3—2,7	—	1,9—3,2	2,3—3,9	—	3,4—6,4	3,5—5,47	—
2. Aufgebrochenes Kulturland und leichtes Gehölz	1,50	2,08	—	2,08	2,68	—	2,68	3,27	—
3. Weideland	1,07	1,79	—	1,8	2,50	—	2,50	3,21	—
4. Kahles Felsgebiet	0,36	0,72	—	0,72	1,07	—	1,07	1,43	—
II. Hügelland und Niederung.									
1. Geschlossene Waldung; lockerer Schutt- und Geröllboden; steinige oder sandige Ödung	—	1,1—2,26	1,3—2,55	—	1,9—3,23	2,3—3,8	—	2,8—4,5	3,3—5,2
2. Aufgebrochenes Kulturland und leichtes Gehölz	—	1,70	2,20	—	2,20	2,70	—	2,70	3,18
3. Wiesen und Weideland	—	1,47	2,06	—	2,06	2,65	—	2,65	3,13
4. Kahles Felsgebiet (kommt in Niederungen selten vor)	—	0,60	0,90	—	0,90	1,20	—	1,20	1,47

Mit Hilfe der beiden voranstehenden Tabellen kann man beiläufig die jährliche Ergiebigkeit des Bodenwassers berechnen, sobald die Größe des Fanggebietes F bekannt ist; diese wäre beispielsweise 200 km², vorwiegend Hügelland (II), sein Boden mitteldurchlässig und mittelsteil, zur Hälfte aufgebrochenes Kulturland und Gehölz (I) und zur anderen Hälfte Wiesen und Weideland (3). Die kleinste Quellenergiebigkeit in Sekundenlitern ist dann nach Tabelle II:

$$100 \,.\, 2{,}20 = 220 \quad (2) \text{ und}$$
$$100 \,.\, 2{,}06 = 206 \quad (3)$$

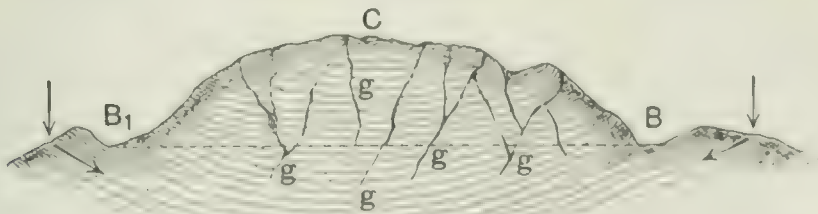
Zusammen . . . **426** Liter/sek.

Die durchschnittliche Ergiebigkeit würde sich z. B. für das hügelige Sudetenland folgenderweise ergeben. Es wäre die Regenhöhe, z. B. dem mittleren Wert (Tabelle I) entsprechend, 750 mm; setzt man den durchschnittlichen Infiltrationskoeffizienten $\gamma = 0{,}006\,14$ voraus, so ist $Q = 0{,}006\,14 \,.\, 200 \,.\, 750 = 1473{,}6$ Liter sek., somit etwas mehr als dreimal so groß, wie die vorher berechnete kleinste Ergiebigkeit. Beide Ergiebigkeiten, besonders die letztere, müssen bei der Wasserversorgung von Städten in Betracht gezogen werden.

Das Fanggebiet berechnet der Hydrotekt gewöhnlich aus den tektonischen Verhältnissen auf Grund einer Karte. Es werden alle Kämme, Pässe, Rücken mittels einer Linie umschrieben, soweit von den umrandenden Erhebungen das Wasser oberflächig demjenigen Gebiet zufließt, dessen Bodenwasserergiebigkeit bestimmt werden soll. Die Größe der umschriebenen Fläche wird entweder geometrisch oder planimetrisch bestimmt.

Diese Methode gibt jedoch nicht immer brauchbare Werte, da das geologische Fanggebiet oft ein anderes als das tektonische ist. In der beistehenden Ansicht (Fig. 6) würde das Fanggebiet $B_1 C B$ die Nieder-

Fig. 6.

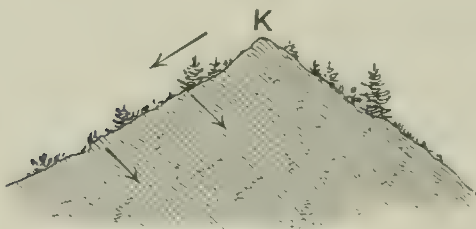


schläge durch die Gerinne (Bäche, Flüsse) der Ebene $B_1 B$ zuführen; die beiden Bäche B_1 und B jedoch gelangen nicht in diese Ebene, sondern sind einem anderen Gebiete tributär, weshalb das tektonische Fanggebiet innerhalb von $B_1 B$ liegt. Fallen jedoch die Schichten der wasserlässigen Gesteine gegen die Mitte, wie dies im Bilde angedeutet ist, so speisen sie ebenfalls das Bodenwasser unter der vorliegenden Ebene $B_1 B$. Das geologische Fanggebiet ist somit nach rechts größer, nach links aber kleiner als das tektonische.

Andererseits kann in Fig. 7 oberflächig der Regen nach links vom Kamme K abfließen, während bei entgegengesetzter Schichtenlage das Bodenwasser nach rechts abfließt, somit dem linksseitigen tektonischen Fanggebiet nicht angehört. In diesem Falle ist das geologische Fanggebiet ein anderes als das tektonische.

Es sind deshalb vom Fanggebiete richtige geognostische Karten und Profile ohne Überhöhung zu entwerfen, welche den petrographischen Charakter der einzelnen Gebirgsglieder und die Lage der Schichtung festzustellen haben. Das geologische Alter der Schichtglieder ist für den Hydrogeologen meist nebensächlich.

Fig. 7.



Die Berechnung der Fanggebietsgröße kompliziert sich jedoch in diesem Falle, da die nach links abfließenden Obertagswasser beispielsweise in einer vorliegenden Schotterebene zum Teil versickern, also dennoch, wenigstens teilweise, dem Fanggebiet derselben angehören. Es kann demnach solchenfalls das tektonische Fanggebiet, soweit es entgegengesetzte Schichtenstellung besitzt, nur mit einem Bruchteil der Regenhöhe in Rechnung gesetzt werden. Allgemeine Regeln können hierüber nicht aufgestellt werden, die örtlichen Verhältnisse müssen fallweise vom Geologen beurteilt werden. Denn der Schichtenbau kann überdies zwischen der Infiltrationsstelle und dem geplanten Punkte der Entnahme so viele Störungen (Falten, Verwerfungen, undurchlässige Rücken u. dgl.) besitzen, daß dadurch die Richtung des Laufes des Tiefenwassers vollständig beeinflußt wird.

Das tektonische Fanggebiet zieht die Richtung der oberflächig abfließenden Wasser in Betracht, ob dieselbe einem Becken günstig oder ungünstig ist. Hierbei muß jedoch stets unterschieden werden die Größe des gewöhnlich felsigen Steillandes von jener des meist schotterigen Flachlandes, da ja bei beiden die Durchlässigkeit, überhaupt die Infiltration ganz verschieden ist. Besteht das Fanggebiet z. B. aus 60 Proz. Steil- und 40 Proz. Flachland (im ersteren versickern 10 Proz., im letzteren jedoch 20 Proz. des Niederschlages, welcher für das ganze Gebiet mit N als gleich angenommen wird), so ist das Bodenwasser $b = N \,.\, 0{,}6 \times 0{,}1 = 0{,}06\,N$ für das Steilland, für das Flachland jedoch $f = N \,.\, 0{,}4 \times 0{,}2 = 0{,}08\,N$ und das gesamte Bodenwasser B des Fanggebietes $B = 0{,}06\,N + 0{,}08\,N = 0{,}14\,N$. Hierbei wird noch zu ermitteln sein, ob und in welchem Maße die Bäche, überhaupt die obertägigen Wasserläufe beim Übertritt vom Steilland ins Flachland oder an anderer Stelle versickern; ist dieser Verlust V, so ist das Bodenwasser $B' = 0{,}14\,N + V$, wobei die Verdunstung des Bodenwassers während des kurzen Laufes als nicht bedeutend vernachlässigt ist.

Die über das Fanggebiet durchgeführten Beobachtungen sind für den Geologen und Ingenieur von großer Wichtigkeit, da sie einen

Einblick in das unterirdische Wasserregime gestatten: die darauf basierten Berechnungen der Menge des Bodenwassers haben jedoch nur den Wert der Wahrscheinlichkeit. Hingegen werden die Beobachtungen und die daraus richtig gezogenen Schlüsse für jene Versuche von Wert sein, welche dann einzuleiten sind, um von der Wahrscheinlichkeit in die Gewißheit zu gelangen.

II. Die Speisung des Bodenwassers durch Kondensation.

Der geistvolle Geologe Dr. O. Volger vertrat in der Hauptversammlung des Vereins deutscher Ingenieure[1]) in Frankfurt a. M. 1877 die These: „Kein Wasser des Erdbodens rührt her vom Regenwasser", und stellte sich in grellsten Gegensatz zu der herrschenden Anschauung, welche der berühmte Pettenkofer in den Satz zusammenfaßt: „Alles Wasser, welches in der Erde ist, rührt vom Regenwasser her." Die Hypothese Volgers rief eine ganze Literatur für und gegen sie hervor, und das Ergebnis ist, daß heute fast alle Geologen und Hydrotechniker Pettenkofer beipflichten und Volger nur von wenigen anerkannt wird. Da diese Hypothese jedoch immer wieder auftaucht und oft recht geschickt vertreten wird, so dürfte ihre eingehende Würdigung an dieser Stelle willkommen sein.

Volgers Vortrag bekämpft zuerst die herrschende Theorie, und zwar sagt er: 1. Die Wassermenge auch des stärksten Regens ist überhaupt ungenügend, um tiefer in den Boden einzudringen. 2. Das Verhalten des Erdreiches gestattet auch der reichlichsten Wasserfülle das Eindringen in der gewöhnlich vorgestellten Weise nicht. 3. Er stellt dann die These auf, daß das Grundwasser aus der Verdichtung des Wassergehaltes der Luft in dem kühlen Untergrunde entsteht.

Gegen den 1. Satz läßt sich einwenden, daß nicht der „stärkste Regen", sondern ein schwächerer, lange dauernder, sogenannter Landregen nachweisbar allmählich tief in die Erde eindringt. Volger verweist darauf, daß nach einem starken Regen die obersten Schichten des Erdreiches, wie z. B. des Gartenbodens, wie ein Schwamm mit Wasser durchdrungen sind, während in geringer Tiefe von wenigen Dezimetern die Durchwässerung aufhört und darunter trockenes Erdreich folgt, was ja bei der Überdeckung mit Gartenerde leicht erklärlich ist, die „wie ein Schwamm" den größten Teil der Niederschläge aufsaugt und dann verdunsten läßt. Die früher erwähnten Versuche Ebermayers haben ja gelehrt, daß der humusreiche Gartenboden am wenigsten Wasser versickern läßt. Andererseits wies Wisotzkij[2]) nach, daß selbst in 2 m Tiefe der Boden noch bedeutende Wassermengen führt. Er fand die Bodenfeuchtigkeit in Gewichtsprozenten des Bodens für nachgenannte Kulturarten und Tiefen:

---

[1]) Dessen Zeitschr. **21**, 480, 1877. — [2]) Gravelius, Petermanns geogr. Mitt. **1901**, 67.

Tiefe	Wald	Wiese	Stoppelfeld	Unbebautes Land
An der Oberfläche . .	13,9	5,6	9,7	3,5
In 0,5 m	15,1	14,9	15,4	19.7
„ 2,0 „	12,4	15,0	15,4	16,3

Also in wenigen Dezimetern ist nicht ein trockenes Erdreich, wie Volger glaubt, sondern selbst in 20 dm Tiefe ist bedeutende Feuchtigkeit, die gegenüber jener in 5 dm Tiefe nicht bedeutend differiert.

Nach wenigen Stunden ist infolge Verdunstung auch die Oberfläche nicht mehr schwammnaß. Immer spricht Volger nur vom stärksten Regen und mit Vorliebe vom Gartenboden. Die direkten Messungen über den Wassergehalt mit zunehmender Tiefe widerlegen diesen 1. Satz.

Die 2. These unterstützt Volger mit den Worten: „Könnten wir denn, wenn der Boden für das Wasser in der von der Quellenlehre vorgestellten Weise durchlässig wäre, einen Fluß vor Augen sehen, der von der Höhe des Gebirges bis zum Meere fließt? Müßte er nicht — sein Wasser in seinem Laufe verlieren, wenn es in den Boden sickerte?“ Gegen dieses Versickern schützt einerseits der tonige, wasserdichte Bodensatz der Flüsse und Seen, andererseits der Umstand, daß dort, wo dieser fehlt, das Wasser so lange versickerte und sich in der Tiefe ansammelte, bis das Flußbett erreicht wurde; ein wassergesättigtes Gestein ist ja die undurchlässigste Unterlage, welche auch in geringerer oder größerer Tiefe von einem wasserundurchlässigen Gestein (Ton usw.) ersetzt werden kann; daß sich unter einem solchen Schirm trockene Baue (Tunnel, Bergbaue) bewegen können, ist selbstverständlich und kein Einwand gegen die „Regentheorie“ und kein Beweis für Volger, wie er es will. Dort, wo die unterirdische Wasseransammlung einen tieferen Ablauf fand, also der Spiegel nicht bis zum Fluß hinanreicht, sehen wir auch Flüsse teilweise oder ganz verschwinden. Wir verweisen hierbei auch auf das, was später bezüglich der Beziehungen der Flüsse zum Grundwasser gesagt werden wird.

Daß Flüsse in der Tat versickern, wurde doch schon lange für die obere Donau bei Immendingen und deren Austritt in der Ach auf die sicherste Weise mittels Fluorescin nachgewiesen, wovon später nochmals die Rede sein wird.

Die Behauptung Volgers, daß die Fäkalstoffe nicht zum Grundwasser gelangen, wird kein Hydrotechniker, der sich mit den Brunnenverhältnissen einer alten Stadt beschäftigte, teilen können.

Auch die Tatsache, daß wir Dämme aus Erdreich bei höher liegenden Flüssen zu deren Schutz verwenden, ist kein gültiger Einwand gegen die herrschende Theorie; denn hierfür ist nur ein tonhaltiges Erdreich geeignet, und der eingedämmte Fluß — der Rhein in Holland,

den Volger nennt — fließt so langsam, daß er sein Bett mit Sinkstoffen wasserdicht macht.

Der Zusammenhang der Quellenergiebigkeit mit den Niederschlagsmengen wurde in so vielen Fällen nachgewiesen, daß schon hierdurch Volgers Behauptungen widerlegt sind.

Die Einwendungen Volgers gegen die Richtigkeit der herrschenden Anschauung, das Bodenwasser stamme vom Regen u. dgl., sind somit durchweg nicht stichhaltig.

Volgers neue Hypothese würdigte der hochverdiente Meteorologe J. Hann[1]), dem wir im nachstehenden auszugsweise folgen: „Der Erdboden ist bekanntlich etwa $^1/_2$ Jahr wärmer, die andere Jahreshälfte aber kälter als die Luft, weshalb eine Kondensation des Wasserdampfes der Luft nur in dieser zweiten Periode stattfinden könnte, also nur durch beiläufig 180 Tage. In Wien ist die Niederschlagsmenge im Jahre 600 mm, wovon — angenommen — ein Drittel, das sind 200 mm nach der herrschenden Hypothese versickern; nach Volger müßten dann täglich etwas mehr als 1 mm Wasserhöhe von der Luft an den Boden abgegeben werden, und durchschnittlich zur günstigsten Jahreszeit, im Juli, 2 mm. Die Luft bei Wien enthält im Juli 11,4 g Wasserdampf in 1 m³. Zu dieser Zeit ist in etwa 10 m Tiefe die Erdtemperatur 10°; von da bis 30 m Tiefe bleibt die Temperatur fast konstant. Bis zu dieser Tiefe müßte der Wasserdampf der Luft bei 10° kondensieren; hierbei ist ihre Wasserdampfkapazität 9,4 g pro 1 m³, verliert also beim Eindringen 11,4 — 9,4 = 2 g Wasserdampf. Um eine Wasserhöhe von 2 mm, d. i. pro Quadratmeter Fläche 2 kg Wasser, zu liefern, müssen demnach 1000 m³ Luft in 24 Stunden durch jedes Quadratmeter Bodenquerschnitt passieren, d. h. eigentlich in 12 Stunden, da sie ja auch wieder an die Oberfläche zurückgelangen müssen. Es müßte der Wasserdampf, der sich zu 2 kg Wasser kondensiert, rund 1200 Wärmeeinheiten an den Boden abgeben.

Diese Wärmemenge genügt, um 1 m³ Wasser um 1,2° und 1 m³ Erdboden um 2,4° zu erwärmen, da die spezifische Wärme des Bodens dem Volumen nach etwa halb so groß ist als die des Wassers. Diese Wärmezufuhr müßte in einem Monat die mittlere Bodentemperatur in der obersten 30 m starken Bodenschicht, in welcher ja allein die Kondensation stattfinden kann, um 2,4° erhöhen; für das ganze Sommerhalbjahr aber gäbe die Kondensation (200 mm = 200 kg kondensierter Wasserdampf) eine Erwärmung des Bodens um 7,2°, d. h. der Boden würde sehr bald so heiß werden, daß keine Kondensation mehr eintreten könnte. Schon nach etwa dem ersten Monat würde der Kondensationsprozeß sich selbst beschränken und kaum 60 kg Wasserdampf pro 1 m² Bodenfläche kondensieren. Es ist nicht einzu-

[1]) Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteorol. **15**, 482, 1880; Gaea **17**, 83.

sehen, wohin die frei werdende Wärmemenge anders wandern soll[1]). Diese Betrachtung macht Volgers Hypothese unhaltbar.

Was soll das Ein- und Ausströmen von täglich 2000 cm³ im Juli pro 1 m² Bodenfläche bis zu mindestens 10 m Tiefe bewirken?

Dies ist um so unerklärlicher, da ja im Sommer der Boden kälter und schwerer als die äußere Luft ist, die also keine Tendenz zum Eindringen hat. Im Winterhalbjahr ist die Bodentemperatur höher als die der Luft, weshalb sich deren Wasserdampf im Boden nicht kondensieren kann. Es ist auch nicht einzusehen, wie die Luft, sobald die Poren des Bodens mit Kondenswasser erfüllt sind, noch weiter in demselben zirkulieren könnte[2]).

Hann urteilt weiter: „Da in unserem Klima in der günstigsten Zeit (Juli) der Wasserdampf im Boden nur auf etwa 10° abgekühlt werden könnte, so gibt 1 m³ Luft der untersten feuchten Schicht 2 g Kondenswasser; es wären also, wie früher schon gesagt, 1000 cm³ solcher Luft notwendig, damit sie einen Niederschlag von 2 mm = 2 kg, also im günstigsten Falle für den ganzen Juli mit 60 mm, pro 1 m³ liefern, d. h. es müßte jeden Tag die ganze Luftschicht von 1000 m Höhe in den Boden eindringen und dort ihren ganzen Wasserdampf abgeben. Die meteorologischen Konsequenzen (z. B. Austrocknung der Luft) dieses monströsen Vorganges können gar nicht verfolgt werden."

„Die unterste Schicht der Juliluft hat in Wien 11,4 g Wasserdampf, in 550 m jedoch nur 9,4 g, von welchen bei der Abkühlung auf 10° nichts mehr kondensiert wird; so enthält die Atmosphäre über Wien überhaupt nicht so viel Wasserdampf, als die vorstehende Rechnung verlangt, sie könnte nur 0,5 mm täglichen und 15 mm monatlichen Niederschlag geben. In wärmeren Klimaten würde die Kondensation im Boden noch weniger Wasser liefern. Wenn man darauf hinweist, daß die Verdunstung im Jahre größer sei als der Niederschlag, so ist dies ein Irrtum, da die Verdunstungsmesser der Verdunstung in der Natur nicht entsprechen." So weit Hann.

---

[1]) Sonntag und K. Jarz geben die Schwierigkeit der Beantwortung dieser Frage zu, verweisen jedoch darauf, daß die Erde mehr Wärme in den kalten Weltenraum ausströmt, als sie empfängt, daß die Temperatur mancher Quellenwässer größer als die mittlere Luftwärme ist (NB. eine Folge der Erdwärme), daß durch das Aufsteigen der Säfte in die Bäume u. dgl. Arbeit (NB. durch Kapillarität) geleistet, d. h. Wärme verbraucht wird, daß durch die Verwitterung der Gesteine und die Lösung der dadurch entstandenen Zersetzungsprodukte Wärme gebunden wird (NB. hierbei kann auch Wärme frei werden), daß der größte Teil der Kondenswärme durch Leitung und Strahlung verloren geht (im Sommer?), daß bei der Ausdehnung der Grundluft Wärme gebunden (die jedoch beim Verdichten frei) wird, daß die Insolationswärme während des Tages und während der ganzen Nacht zurückstrahlt (im Sommer ist aber trotzdem die oberste Bodenschicht wärmer als im Herst und Frühling). (Gaea **16**, 712.) — [2]) Die fraglichen Ursachen der Bewegung der Grundluft suchen J. Sonntag und K. Jarz in dem verschiedenen Luftdruck, in der Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung des Luft- und Bodenwassers und daraus folgender Diffusion. Die mit Kondenswasser gefüllten Poren werden durch Abfließen des Grundwassers wieder frei (Gaea **16**, 710).

J. Murray wies nach, daß die gemessenen Regenmengen mehr als genügend sind, um die Wasserführung der Flüsse zu erklären. Erstere verhalten sich zur letzteren bei der Rhone wie 1,6 : 1, beim Nil sogar wie 37 : 1 und für alle Ströme der Erde durchschnittlich wie 4,5 : 1. In Böhmen wird kaum ein Viertel aller Niederschläge durch die Elbe abgeführt, also 4 : 1.

Ich will hierzu nur noch bemerken, daß nach Volger das Kondenswasser in die Tiefe sickern kann; warum soll es nicht auch das Niederschlagswasser können? Und wenn es tatsächlich wahr wäre, daß jährlich mehr Wasser verdunstet, als auf die Erde niederfällt, so muß man sich fragen, woher dieses Defizit bestritten wird und was die klimatischen Konsequenzen desselben wären.

Auch ein anderer bedeutender Forscher, Wollny[1]), hat Volgers Hypothesen als unhaltbar zurückgewiesen, und Soyka wies für viele Fälle in Deutschland und Österreich nach, daß die Schwankungen des Grundwasserspiegels mit jenen der Niederschläge innig zusammenhängen.

Mohr[2]), welcher in einem Vortrage in der Niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde so warm für Volgers Hypothese eintrat, bemerkt unversehens, daß der Regen bei Daun „in dem lockeren Tuff verschluckt wird“; also doch eine Infiltration! In derselben Sitzung berichtet Dr. Gieseler von einem Versuch, welcher für Volger ungünstig ausging. Ein Glaszylinder, mit lufttrockenem Quarzsand gefüllt, stand in einem weiteren Blechgefäß, das mit Eis und Wasser zum Teil gefüllt war. Von diesem rieselte das Tauwasser reichlich ab; hingegen war der Sand nach 40 Stunden trocken geblieben und ein Glühversuch ergab, daß 1 kg Sand nicht einmal 1,5 g Wasser aufgenommen hatte[3]).

Die Ausführungen Mohrs und Volgers widerlegten W. Ihne[4]) und Sailer[5]) sehr eingehend, und besonders letzterer gibt Beiträge zur Bestätigung der alten Theorie durch Ergiebigkeitsmessungen der Quellen im Berchtesgadener Salzbergwerk.

Für Volger traten J. Sonntag und K. Jarz[6]) ein, wie dies in den früheren Fußnoten schon bemerkt wurde; sie teilten Versuche im Kleinen und Beobachtungen im Großen zugunsten der neuen Hypothese mit. Zu den Beobachtungen im Großen, die Volger und seine Anhänger gegen die herrschende Theorie vorführen, sei bemerkt, daß die Erdoberfläche mit wasserlässigen und wasserdichten Schichten bedeckt ist, weshalb die für letzteren Fall gesammelten Beobachtungen

---

[1]) Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik **2**, 51. — [2]) Berggeist 1878, Nr. 63; Gaea **14**, 578. — [3]) Dieser Versuch könnte darum als unvollkommen bezeichnet werden, weil die Luft nicht durch den Sand gestrichen ist; doch schließt er sich deshalb mehr den Verhältnissen in der Natur an. — [4]) Berggeist 1878, Nr. 85; ebenda Nr. 103; Gaea **16**, 320. 703; **17**, 457. — [5]) Gaea **17**, 460. — [6]) Ebenda **17**, 463.

ohne Bedeutung sind. Sonntag und Jarz geben schließlich auch zu, daß eine direkte Infiltration der Niederschläge dort stattfindet, wo der Boden genügend durchlässig ist[1]).

J. Liznar[2]) untersuchte die monatlichen Schwankungen des Grundwasserspiegels in 12 Brunnen Österreich-Ungarns und eines Brunnens in Brünn (Mähren), welchem täglich gleich viel Wasser entnommen wurde. Er kommt zu dem Schluß: „Die Beobachtungen zeigen, daß der tiefste Stand des Grundwassers im Sommer auftritt; es muß also um diese Zeit dem Boden mehr Wasser entzogen werden, als ihm zugeführt werden kann. Wenn aber während der der Grundwasserbildung günstigsten Zeit dem Boden nicht einmal so viel Wasser zugefügt wird, als er verliert, wie ist es dann möglich, daß der Winter, die ungünstigste Zeit, jenen Verlust wieder ersetzen soll? Es müßte nach Volgers Theorie, wenn im Sommer mehr Wasser entzogen als zugeführt worden ist (und das zeigt ja die Beobachtung, denn sonst könnte der Brunnenspiegel nicht sinken), im nächsten Frühjahr das Grundwasser tiefer stehen als im vorhergehenden, und da im nächsten Sommer dieselbe Erscheinung auftritt, müßte es endlich so weit kommen, daß gar kein Grundwasser vorhanden sein könnte, was doch gegen alle Erfahrung ist.“ Liznar hat durch diese auf einwandsfreie Beobachtungen basierten logischen Schlußfolgerungen Volgers Hypothese erschüttert. Doch läßt sich demgegenüber nach Soyka feststellen, daß verschiedene Grundwasser ihren Tiefstand im Winter oder dessen Nähe haben.

Wenn Sonntag und Jarz gegen Liznar einwenden, daß im Sommer mehr Wasser entnommen bzw. verbraucht wird als im Winter, so übersehen sie den Brunnen in Brünn, aus welchem jahraus jahrein gleichviel Wasser geschöpft wurde. Die übrigen Einwendungen gegen Liznar sind bedeutungslos.

Eine ganz andere Bedeutung als die allgemeine Feuchtigkeit der Luft haben für das Bodenwasser der Tau und ganz besonders der **Nebel,** welcher eine die Erde berührende Wolke ist; der Tau spielt nur eine ganz geringe Rolle, da er bei uns eine vorübergehende Erscheinung ist und von der Vegetation fast ganz verbraucht wird; doch setzt er, in die Erde eingedrungen, die Verdunstung des Bodenwassers etwas herab, weil er dieselbe deckt. Nur selten ist die Taubildung so stark, daß hiervon ober- oder unterirdische Wasserläufe profitieren. v. Schoen[3]) beobachtete die Speisung eines Bächleins am Umfang des Karstes bei Sapiane durch Tau.

Daß während eines Nebels der Boden sehr feucht ist, ist eine allgemein bekannte Tatsache. Da der Nebel eine große relative Feuchtigkeit hat, so liegt sein Taupunkt dicht unter der Temperatur der Luft.

---

[1]) Gaea 17, 460. — [2]) Ebenda 17, 330. — [3]) Meteorol. Zeitschr. 27, 561, 1910.

Der Nebel bildet sich in den unteren Luftschichten, indem die Wasserdämpfe sich in Gestalt ganz kleiner Bläschen ausscheiden, entweder dadurch, daß feuchte Winde über eine kalte Oberfläche hinstreichen, wie im Hochgebirge, oder wenn die Oberfläche einer Wassermasse wärmer als die Luft ist.

Der Nebel ist besonders für die Speisung der Gipfelquellen von wesentlicher Bedeutung, wovon ich mich an einer kleinen Quelle nahe unter der Spitze des Zirbitzkogels (2397 m Seehöhe), südlich von Judenburg (Steiermark), überzeugen konnte. Nach einer längeren regenlosen Periode im Sommer, während im Tal und in den Gehängen so manche Quelle versiegte, fand ich jene hoch gelegene Quelle, wenn auch nur in geringem Maße, ergiebig. Der Zirbitzkogel war während der Trockenzeit häufig und durch längere Zeit in Nebel gehüllt; er besteht aus stark geklüftetem Glimmerschiefer. Wegen seiner großen Seehöhe hat sein Gestein eine sehr niedere mittlere Temperatur, wahrscheinlich nahezu 0° C, und wirkt dadurch auf die Wasserbläschen des Nebels kondensierend, und zwar nicht bloß an der Oberfläche, sondern auch in den vielen Klüften des Gesteins. Erfolgt in diesen eine Kondensation, so ist Luftverdünnung die Folge, wodurch ein Einsaugen des Nebels in die Klüfte, somit eine stetige Kondensation des Nebels bedingt ist. Das dadurch gebildete Bodenwasser sinkt tiefer und wird an einer geeigneten Stelle in einer seitlichen Kluft als Quelle zur Oberfläche geführt.

Später hatte ich mich mit den sehr wasserreichen Quellen (1710 m Seehöhe) auf der Kärntner Seite der Koralpe in der Nähe des Touristenhauses eingehend wegen Wasserversorgung der Stadt Wolfsberg zu beschäftigen. Sie liegen etwa 240 m unter dem Kamm und 397 m unter dem Gipfel der Koralpe (großer Speikkogel), welcher in der regenlosen Sommerzeit zum Leidwesen der Touristen nur allzu häufig und allzu lange vom Nebel umwogt wird. Die Wasserergiebigkeit der Quellen schwankt nach mehreren Messungen zwischen 10 Liter Sek. im Winter und 22 Liter Sek. im Sommer; auch in dem so außerordentlich regenarmen Sommer 1911 waren die Quellen so ergiebig, daß die Wasserversorgung von Wolfsberg nicht im mindesten litt. Ich vermute, daß auch diese reichen Gipfelquellen, wovon die eine Gruppe konstant 3,9°, die andere 4,2° zeigt, wesentlich vom Nebel mitgespeist werden; nur eingehende meteorologische Beobachtungen können dessen quantitativen Einfluß entscheiden.

Auch der hochverehrte Meister der Meteorologie, Hofrat Dr. Julius von Hann, schreibt in seinem „Handbuch der Klimatologie“ (1. Band, S. 197): „Wir wissen jetzt, daß selbst in einem sehr dichten Nebel kaum mehr als 5 g Wasser im Kubikmeter enthalten sind. Es müßten demnach aus einer Schicht von 200 m vertikaler Mächtigkeit alle Wassertröpfchen abgefangen werden, um aus ruhendem Nebel 1 mm Niederschlagshöhe zu gewinnen. Es genügt aber ein Luftzug von nur $5^1/_2$ cm

Geschwindigkeit pro Sekunde[1]), um innerhalb einer Stunde eine Luftmasse von 200 m³ an einem Orte pro Flächeneinheit vorüberpassieren zu lassen. **Bewegte Nebelmassen können daher leicht recht ergiebige Wassermengen abgeben.**"

v. Hann zieht diesen Schluß aus einer Reihe von Tatsachen, die er in seinem erwähnten Handbuch mitteilt und welche später von Dr. Marloth[2]) noch ausgiebig für Südafrika vermehrt wurden.

Schon Dufour[3]) wies auf den kondensierenden Einfluß der kalten Felsenspitzen und der Eisregion der schneeigen Hochalpen hin und sah darin die Ergänzung jenes Defizits in dem Meteorwasser, welches Forel gegenüber der Wassermenge der Rhone unterhalb des Genfer Sees fand; nach dieser sollten, abgesehen von der Verdunstung, die meteorischen Niederschläge des Fanggebietes 1150 mm betragen, wurden aber nur mit 700 mm gemessen. Das Defizit von 450 mm + Verdunstung müssen die Kondenswasser des Hochgebirges, vorwiegend der Nebel, liefern. Nach dieser Rechnung hätten diese Kondenswasser des Hochgebirges eine hervorragende hydrologische Bedeutung.

Novak[4]) in Prag griff auf die uralte Anschauung zurück, daß in der Tiefe ein „tellurischer Hohlraum" sei, in welchen das Wasser der Meere und der Seen durch Klüfte gelange; er nahm ferner an, daß dort das Wasser verdampfe, in Klüften zur Erde steige, sich nahe der Oberfläche zu Wasser kondensiere und so das Bodenwasser bilde. Hätte sich der Herr Verfasser in den ihm naheliegenden Bergbau von Příbram bemüht, so hätte er dort feststellen können, daß das Grubenwasser von Tage einsickert und in höheren Horizonten aus praktischen Gründen abgefangen wird, weshalb die Strecken in 1000 m Tiefe staubtrocken sind, obschon dort die Gesteinstemperatur zur Dampfkondensation noch ganz geeignet wäre.

Eine dritte Art der Herkunft manchen Bodenwassers ist die juvenile, welche E. Suess für einige Thermen voraussetzt; dieses Wasser stammt vom feurig-flüssigen Erdinnern, dem es als Dampf entströmt, der sich näher der Erdoberfläche zu Bodenwasser kondensiert. Diese Hypothese, welche, wie erwähnt, nur für einige Fälle Geltung hat, wird später besprochen werden.

Das Grundwasser.

1. Entstehung des Grundwassers.

Es wurde bereits einleitungsweise das Grundwasser als jenes der Erdoberfläche nahe Bodenwasser definiert, welches in lockeren Gesteins-

---

[1]) Bekanntlich ist der Nebel im Gebirge fast ununterbrochen in Bewegung. Höfer. — [2]) Hanns Referat: „Über die Wassermengen, welche Sträucher und Bäume aus treibendem Nebel und Wolken auffangen", in Meteorol. Zeitschr., Heft 12, 1906. — [3]) Gaea 7, 179. — [4]) „Ursprung der Quellen", Prag.

massen — in solchen mit vielen und größeren Zwischenräumen (Poren) — vorhanden ist, wie z. B. in Sand, Schotter u. dgl. Da diese den größten Porenquotienten und auch durch die flach liegende Oberfläche die günstigsten Infiltrationsverhältnisse haben, so ist das Grundwasser fast immer das reichlichste Bodenwasser.

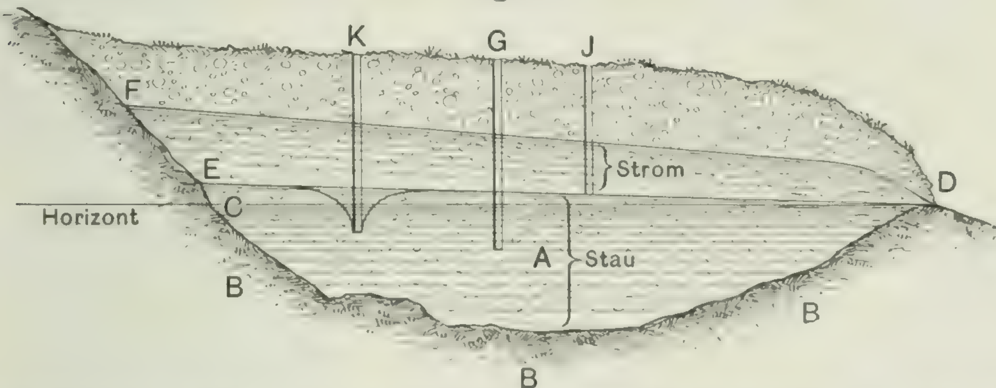
Im engeren Wortsinne wird also unter Grundwasser jenes verstanden, welches in geringer Tiefe in den jüngsten geologischen Ablagerungen mit nahezu horizontaler, weit ausgebreiteter Oberfläche — mit freiem Spiegel — auftritt. Wir wollen uns an diesen letzteren Begriff halten, der ja leicht erweitert werden kann.

Das Grundwasser wird von den atmosphärischen Niederschlägen gespeist.

Ansammlung des Grundwassers.

Ein Talkessel (Fig. 8) sei von einem wasserundurchlässigen Gestein *B* gebildet. In demselben hat sich Schotter abgelagert, auf welchen atmosphärische Niederschläge fallen. Es wird sich somit in der einen

Fig. 8.



oder anderen Art Tiefenwasser im Schotter ansammeln. Das Atmosphärenwasser, welches auf die Gehänge des Talkessels fällt, wird teils in Wasseradern, teils in Bächen zu der Schotterebene hinab eilen und dort ebenfalls teilweise oder ganz versickern. Über die Ebene kann auch ein Fluß dahingleiten, dessen Wasser ebenfalls bis zu einem gewissen Stadium das Grundwasser speisen wird. Aus Spalten des undurchlässigen Untergrundes kann Wasser unter höherem Druck als Quelle aufsteigen und das Grundwasser gleichfalls nähren. So wird dasselbe auf verschiedene, mehrfache Weise gespeist.

Die von oben eindringenden Infiltrationswasser erreichen jedoch nicht durchweg das Grundwasser, sondern werden zum Teil in dem darüber befindlichen Boden zurückgehalten, seinem Fassungsvermögen, Wasserkapazität genannt, entsprechend. Besonders dieses Wasser ist einem steten Spiel unterworfen, da es in der regenlosen Zeit mehr oder weniger verdunstet, um durch eine nachfolgende Infiltration ersetzt zu werden. Die Länge des Versickerungsweges, d. i. die Tiefenlage des Grundwasserspiegels, beeinflußt dieses Spiel ganz wesentlich. Die kleinste Wasserkapazität wird die absolute genannt und nimmt mit

der Größe des Korns ab; sie ist z. B. bei Quarzsand von 0,26 bis 0,29 mm Durchmesser 31,8 Proz., bei 5 mm 28,4 Proz. und bei 1,25 bis 1,58 mm 14,4 Proz. Die Durchlässigkeit der verschiedenen Wasserträger wurde schon früher (S. 26) besprochen.

Jenes Ansammeln des Wassers im Becken wird nach einem gewissen Zeitraum so weit gedeihen, daß der Wasserspiegel die Höhe *CD* erreicht; *D* ist die Stelle, wo der wasserundurchlässige Untergrund die Tagesoberfläche erreicht. Diese Wassermenge *A* heißt der Grundwasserstau oder kurz der Stau, welcher sich im Laufe der Zeit gleichsam als ein eiserner Vorrat, als ein See oder Teich im lockeren Erdreich angesammelt hat. Würden nicht neue Wassermassen dazutreten, so wäre kein Anlaß zu einer Bewegung des Staues gegeben; es würde mit der Zeit etwas Wasser verdunsten und der Stauspiegel würde dementsprechend sinken.

Doch seit der Bildung des Staues ist die mannigfache Zufuhr neuen Wassers nicht unterbrochen worden, weshalb sich der Spiegel des Staues erhöhen mußte, auch über *CD* erhöhen mußte. Diese Erhöhung *CE* wirkt als hydrostatischer Druck, welcher nach den Gesetzen der Hydraulik den Ausfluß des Grundwassers bei *D* bedingt; es bildet sich bei *D* die Grundwasserquelle, welche so lange fließen wird, als neue Wasserzuflüsse das Schotterbecken speisen. Der hydrostatische Druck wird die Bewegungshindernisse des Fließens des Wassers überwinden, und je nachdem derselbe durch reichlichere oder geringere Infiltration steigt oder sinkt, wird auch die Ergiebigkeit der Grundwasserquelle bei *D* größer und kleiner sein.

Ist nur ein Ausfluß, z. B. jener bei *D*, vorhanden, dann muß diese Quelle so viel Wasser liefern, als in das Schotterbecken versickert, von der Verdunstung abgesehen. Also nur diese Infiltrationsmenge speist die Quelle, deren Ergiebigkeit augenscheinlich vom Stau *A* vollständig unabhängig ist.

Diese Wassermenge *Q* welche sich über dem Stau ansammelt und in stetem Fließen ist, heißt Grundwasserstrom oder kurzweg Strom[1]). Nur dieser ernährt die Quelle *D*, und nur diese Wassermenge ist fortlaufend für eine Wasserversorgung zur Verfügung. Würde ein Brunnen *G* (Fig. 8) nicht bloß das gesamte Wasser des Stromes zutage fördern, sondern auch dem Stau Wasser entnehmen, so würde in diesem ein Defizit entstehen, welches, wenn sich die Infiltrationsverhältnisse nicht ändern würden, zur Folge hätte, daß der Wasserspiegel des Staues schließlich bis zur Brunnensohle sinken würde; und würde man den Brunnen tiefer teufen, so könnte man unter den vorausgesetzten, konstant bleibenden Verhältnissen den ganzen Stau, das gesamte Grund-

---

[1]) Auf diesen sehr wichtigen Unterschied zwischen Stau und Strom habe ich zuerst in der Zeitschrift des Österr. Ingenieur- u. Architektenvereins 1892, Nr. 29 aufmerksam gemacht.

wasser auspumpen. Die Ergiebigkeit des Brunnens wäre auf die des bloßen Stromes herabgesunken.

Der Stau kann jedoch als ein Vorrat angesehen werden, in welchem ein Brunnen in infiltrationsarmer Zeit ein Defizit bewirken kann; er nimmt gleichsam vom Stau ein Anlehen, das dann in der Zeit überreicher Infiltration wieder ersetzt wird. Der Stau kann somit vorübergehend als eine Reserve angesehen und benutzt werden.

Dieser hochwichtige Unterschied zwischen Stau und Strom wurde von manchem Hydrotekten übersehen und bedingte bei Wasserversorgungen der Städte die bedauerliche Tatsache, daß die Ergiebigkeit der Brunnen allmählich zurückging und schließlich den Bedarf nicht mehr deckte.

Auch subterrane Quellen können sich in das Grundwasser ergießen. Die Speisung des Grundwassers des hessischen Rieds (Rheinebene) scheint nach A. Steuer[1]) in erster Linie durch die in den Spalten des Odenwaldes aufsteigenden Gebirgswasser zu erfolgen.

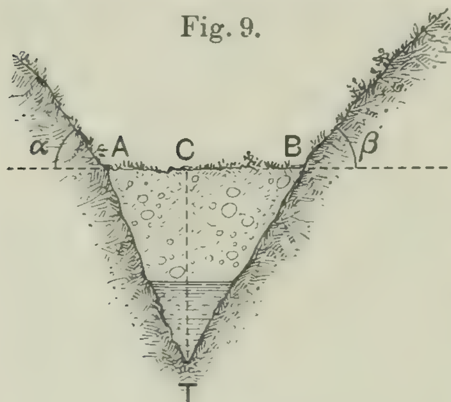
Das lockere Gestein, in welchem sich das Wasser bewegt, heißt der Grundwasserträger. Seine Zusammensetzung kann sehr verschieden sein; am günstigsten ist dieselbe, wenn sie auf sehr weite Erstreckung hin gleich bleibt und keine oder nur wenige geringmächtige, feinsandige oder tonige Einlagerungen im Grundwasserträger vorhanden sind, wie dies bei fluviatilen, durch alte Beckenausfüllungen und Flußläufe gebildete Ablagerungen öfter der Fall ist. Auch die durch Winde und Stürme gebildeten äolischen Ablagerungen (Löß) sind in der Regel weithin anhaltend, doch nicht immer günstig. Ungünstig sind die noch ursprünglichen Glazialbildungen, da sie wegen ihres tonigen Wesens wasserundurchlässig sind und durchlässige Sande und Kiesel nur unregelmäßig eingelagert sind; es kann sich deshalb ein nur unregelmäßig entwickeltes Grundwasserbecken bilden. Wurden jedoch die Glazialablagerungen durch spätere Wasserfluten, die z. B. beim Abschmelzen des Eises gebildet wurden, umgelagert und dadurch aufbereitet, wodurch die tonigen Massen weggeschwemmt wurden, so gestalten sich die Wasserverhältnisse günstiger. Durch möglichst viele Bohrungen müssen die Lagerungsverhältnisse und petrographischen Eigenarten des Grundwasserträgers festgestellt werden. Bei der Wahl des Ortes für den definitiven Brunnen wird man, auch aus rein technischen Gründen, den Ort mit sehr groben Gesteinslementen des Trägers aufsuchen.

In engen Tälern, deren Boden aus Schotter u. dgl. besteht, fließt oft ein Grundwasserstrom von manchmal geringer Mächtigkeit, doch mit relativ großer Geschwindigkeit und unter Verhältnissen, welche die Bildung eines Grundwasserstaues nicht zulassen. Der Strom kann teils mit Sickerwasser, teils von unterirdischen Quellen gespeist werden. Die geringe Mächtigkeit wird zur Folge haben, daß der Strom nur im

[1]) Abhandl. d. Hessisch. geol. Landesanstalt 5, Heft 2, 148. 1911. v. Könens Festschr. 1907, S. 135.

tiefsten Teil des Wasserträgers vorhanden ist; es ist gleichsam nur ein unterirdischer Bach oder kleiner Fluß vorhanden, der sich im sogenannten Talweg *T* (Fig. 9) bewegt, und dessen Bedeutung schon längst erkannt wurde. Der französische Abbé Paramelli[1]) hat vorwiegend hierauf seine Kunst, Wasser zu finden, aufgebaut. Es handelt sich darum, den Talweg zu finden; wir gehen hier einen einfacheren Weg als Paramelli. Der Talweg *T* wird konstruktiv gefunden. Man zeichnet im frei gewählten Maßstab den Talboden *AB*; die Böschungswinkel der Gehänge α und β bestimmt man mittels des Senkels (Klinometer), des Kompasses oder eines ähnlichen einfachen Meßapparates für Vertikalwinkel. Diese beiden Winkel werden mittels Transporteurs bei *A* und *B* eingezeichnet, die Winkelschenkel nach abwärts verlängert, wo ihr Schnittpunkt *T* der Talweg ist. Der vertikal darüberliegende Punkt *C* ist der hoffnungsreichste für die Erschließung des Wassers durch einen Brunnen oder eine Bohrung. Die größte Tiefe *CT* kann aus dem im Maßstab gezeichneten Profil entnommen werden. Die Lage von *C*, sowie *CT* läßt sich auch rechnerisch bestimmen; doch genügt die Genauigkeit der konstruktiven Methode vollständig der Praxis.

Fig. 9.



Paramelli beachtete bei seinem einst berühmt gewesenen Wassersuchen auch die Vegetation, die ja bis zu einer gewissen Tiefe in ihren Arten und Gedeihen vom Wasser abhängt.

O. Lueger[2]) empfiehlt als für Wasserschürfungen besonders günstig den Uferrand alter Hochgestade, sowie etwa vorhandene frühere Talläufe; ferner zwischen dem Punkte, an welchem ein offener Strom Wasser verliert, und jenem, an welchem derselbe oder ein benachbarter Strom wieder Wasser gewinnt.

2. Beziehungen des Grundwassers zu den Bächen, Flüssen und Seen.

Die Speisung des Grundwassers durch Bäche und Flüsse ist meist nur von beschränkter Dauer, wie dies folgende Betrachtung erweist.

Fig. 10 ist ein Schnitt durch das Grundwasserbecken querweise zur Richtung des Stromes. *F* sei ein Fluß, und der Stau sei in seiner anfänglichen Entwickelung bis zum Spiegel *ab* gelangt. Das Flußwasser wird, wenn das Bett nicht durchweg wasserdicht ist, versickern, und ist der Lauf über die Schotterebene ein langer, so würde der Fluß vertrocknen. Es fließt stets neues Flußwasser dem Stau zu,

---

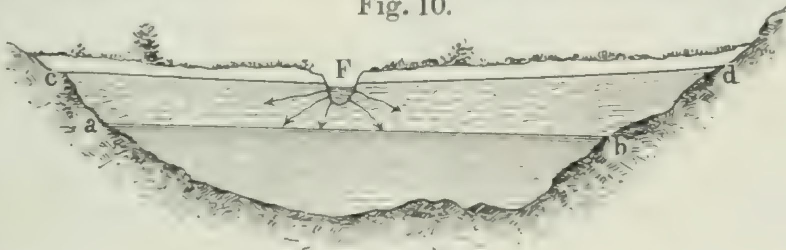
[1]) Quellenkunde. Deutsche Übersetzung, Leipzig 1856. — [2]) Wasserversorgung der Städte, Leipzig 1890, S. 266, 267.

überdies finden längs der ganzen Oberfläche des Schotterbeckens Infiltrationen statt, weshalb sich der Spiegel *ab* stetig erhöhen muß; solange er tiefer liegt als der Spiegel des Flusses, muß dieser infolge seines durchlässigen Bettes Wasser an das Grundwasser abgeben, bis endlich beide Spiegel in *cd* gleich hoch liegen. Dann kann kein Wasser des Flusses mehr versickern, denn dieses fließt auf einem mit Wasser gesättigten, also ganz undurchlässigen Gestein.

Beide Wasserspiegel sind von dieser Zeit ab in innigstem Wechselspiele; steigt z. B. infolge des Hochwassers der Flußspiegel plötzlich an, so wird sich so lange Flußwasser in das Grundwasser entleeren, bis beide wieder einen gleichen Spiegel haben. Und umgekehrt, wenn der Flußspiegel sinkt, so wird sich das anschließende höher stehende Grundwasser so lange in den Fluß entleeren, bis wieder Gleichgewicht hergestellt ist.

Brunnen in der Nähe eines Flusses werden somit in ihrem Wasserstand die Schwankungen des Flußspiegels bis zu einem gewissen Grade, je weiter entfernt desto weniger, mitfühlen; es ist hieraus der irrige Glaube entstanden, daß das Brunnenwasser vom Flusse gespeist werde, welcher Irrtum auch durch ein Nivellement der beiden Spiegel bewiesen

Fig. 10.



wird, wobei sich fast immer ergibt, daß der Brunnenspiegel der höhere ist. Man hat beobachtet, daß der Spiegel des Grundwassers mit jenem des Flusses rasch steigt, jedoch langsamer, als dieser fällt, was sich auch theoretisch begründen läßt.

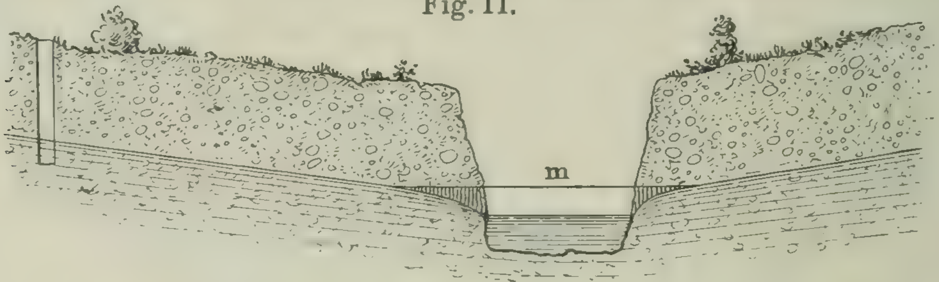
Der Stand des Grundwasserspiegels wird an der Meeresküste in analoger Weise wie bei einem Flusse durch die Gezeiten beeinflußt. Im allgemeinen greift jedoch dieser Einfluß nicht weit einwärts, was selbstredend wieder von der Fluthöhe abhängt. Man hat hierbei die Beobachtung gemacht, daß das spezifisch leichtere Süßwasser gleichsam auf dem eindringenden Meerwasser schwimmt. Beim Bau des Nordostseekanals fand man unter einem 7 bis 10 m starken undurchlässigen Boden eine 10 bis 15 m mächtige wasserführende Kiesschicht, aus welcher das Süßwasser artesisch bis zur mittleren Fluthöhe emporstieg. 7,5 km vom Meere konnte man noch deutlich in den Bohrröhren ein Fallen und Steigen des Süßwasserspiegels beobachten, welches den Gezeiten mit mehrstündiger Verspätung entsprach. Auch in Norderney, Borkum, Juist u. dgl. zeigt sich der Zusammenhang zwischen den Süßwasserspiegeln und den Gezeiten [1]).

[1]) G. Schober, Org. Ver. Bohrtechn. 18, 281, 1911.

Das Grundwasser bekommt durch die Infiltration von Regen usw. stets neue Nahrung, weshalb bei einem nahezu konstanten Flußspiegel sich das Grundwasser in den Fluß ergießt. Dies ist das normale Verhältnis zwischen dem unterirdischen und obertägigen Wasserregime. Wegen jenes Abflusses wird sich der Grundwasserspiegel gegen den Fluß hin, annähernd einer parabolischen Ausflußkurve entsprechend, rascher senken (Fig. 11).

Steigt der Spiegel des Flusses z. B. bis *m*, so kann sein Wasser wegen jenes steileren Gefälles nicht weit landeinwärts vordringen und wird die schräg schraffierten Dreiecke des Profiles ausfüllen. Durch diesen Rückstau wird das Grundwasser in seinem Ausflusse gehemmt, zurückgestaut, und sein Spiegel muß steigen, jedoch nicht durch Speisung mittels Flußwassers, sondern durch den erfolgten Rückstau, durch den höher liegenden Ausfluß. Dieser Rückstau schreitet manchmal so

Fig. 11.



langsam landeinwärts vor, daß entferntere Brunnen erst zu steigen beginnen, wenn der Flußspiegel schon im Fallen begriffen ist.

Bei Flußregulierungen und Wehranlagen muß stets auch die Rückwirkung auf das Grundwasser beachtet werden.

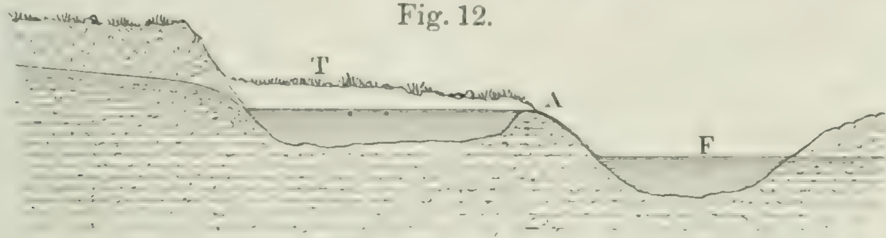
Die bisherige Betrachtung setzt ein wasserdurchlässiges Flußbett voraus, wie dies häufig der Fall ist; doch sind auch Fälle bekannt, daß infolge des Verschlämmens der Poren das Bett, soweit das Normalwasser reicht, wasserundurchlässig ist; doch bei Hochwasser findet ein seitlicher Wassererguß in das Grundwasser statt. Einen eigentümlichen Fall bietet der Vordernberger Bach bei Leoben, welcher, obschon er ein bedeutendes Gefälle hat, für Normalwasserstände undurchlässig ist. Dies wird damit erklärt, daß seit langem in Vordernberg in diesen Bach die schaumigen Hochofenschlacken gestürzt, durch die Fortbewegung im Wasser zerrieben wurden und dadurch ein hydraulisches Material lieferten, mit welchem die Poren des Bachbettes gedichtet wurden.

Der Austritt des Grundwassers in den Fluß ist im letzteren nicht immer leicht zu erkennen; bei seichtem, sandigem Ufer verrät er sich stellenweise durch ein Aufwirbeln des Sandes oder ein Entweichen von Luftblasen. Ein kräftiger Austritt des Grundwassers bewirkt oft, daß der Fluß an dieser Stelle nie zufriert. Ein sehr klares Beispiel einer solchen Speisung ist folgender Fall aus der Praxis. *F* ist der Fluß (Fig. 12), im vorliegenden Fall die Mur bei Leoben; an seinem

Ufer wurde ein Teich T mit Erfolg ausgehoben, da man das Grundwasser dort nachgewiesen hatte. Bei A ist ein starker Abfluß des Teiches zum Flusse in einem Graben sichtbar, also ein offensichtlicher Beweis, daß das Grundwasser den Fluß speist. Den Zufluß des letzteren in den Teich kann man an der Oberfläche nicht direkt sehen, sondern er wird nur durch das Aufsteigen von Luftblasen am linken Teichrande verraten.

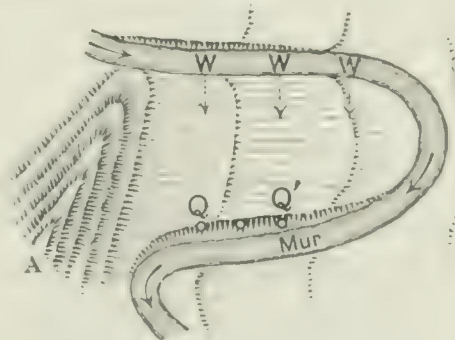
Wenn das Grundwasser in einen Fluß austritt, so wird beim Niederwasserstand des letzteren der ganze Strom des Grundwassers

Fig. 12.



sich ergießen, wenigstens in den meisten Fällen. Damit ist ein Mittel zur Ermittelung des Stromes gegeben. Man mißt die Wassermenge des Flusses an jener Stelle, wo er in das Grundwasserbecken eintritt, und dort, wo er es verläßt; die Zunahme der Wassermenge muß dem Grundwasserstrom zugerechnet werden, falls nicht innerhalb der beiden Meßstationen ein Bach od. dgl. zufließt. Ist dies der Fall, so wird dessen Wassermenge ermittelt und von jener des Stromes abgezogen. Diese Methode leidet jedoch oft an bedeutenden Messungsfehlern und daran, daß die innerhalb dieser Strecke verdunstete Wassermenge nicht berücksichtigt wird.

Fig. 13.



Zur kalten Winterszeit kann man öfter beobachten, daß Bäche, kleine Flüsse und Seen ausschließlich von Grundwasser gespeist werden.

Flüsse und Bäche können jedoch auch das Grundwasser stetig speisen, wenn der Spiegel des letzteren durch einen konstanten mächtigeren Abfluß, der größer ist als der Zufluß durch das Sickerwasser, gesenkt wird. Zwei Fälle aus der Praxis sollen dies erläutern.

Der Fluß durchläuft in einem stark gekrümmten Bogen eine relativ kleine Schotterebene (Fig. 13), welche sich an einen bewaldeten und bewiesten Bergrücken A anlehnt. Bei Q und Q' treten Grundwasserquellen zutage, von welchen jene bei Q, weil tiefer gelegen, ergiebiger sind als die bei Q'. Diese stets fast gleich ergiebigen, reichen Quellen können, da die atmosphärischen Niederschläger verhältnismäßig klein sind, nur durch Versickerung des Flußwassers bei W erklärt werden.

Beim Orte Weißkirchen bei Judenburg (Steiermark) tritt ein Bach aus einem engen Tale in die breite Schotterebene der Mur. Der Bach versickert teilweise und trägt zur Speisung des Grundwassers bei. Ein Müller hat sein Werk bedeutend vergrößert und bachabwärts verlegt, den Bach im Gerinne oberhalb von Weißkirchen abgefangen, und unterhalb des Ortes war der Unterwasserabfluß der Turbinen in die alte Bachstatt. In kurzer Zeit nach dem Anlassen dieser Neuanlage sank der Grundwasserspiegel in sämtlichen Hausbrunnen des Ortes. Der Müller leugnete seine Schuld, die jedoch überzeugend damit nachgewiesen wurde, daß man im Bache durch mehrere Tage, wie vordem, das Wasser laufen ließ; die Brunnenspiegel stiegen, zuerst jene, welche dem Bache zunächst lagen, allmählich auch die entfernteren. In Weißkirchen speiste somit zweifelsohne der Bach das Grundwasser.

Auch an vielen anderen Orten kann man nachweisen, daß Wasserläufe, welche aus engen Tälern in eine Schotterebene treten, teilweise, seltener gänzlich versickern. Dies kann durch direkte Messung der Wassermenge ober- und unterhalb des Eintrittes in die Ebene, oder auch durch die Hydroisohypsen, welche später erläutert werden, bewiesen werden.

Das Grundwasser der Rheinebene in Baden, Hessen, Elsaß usw. ergießt sich in den Rhein.

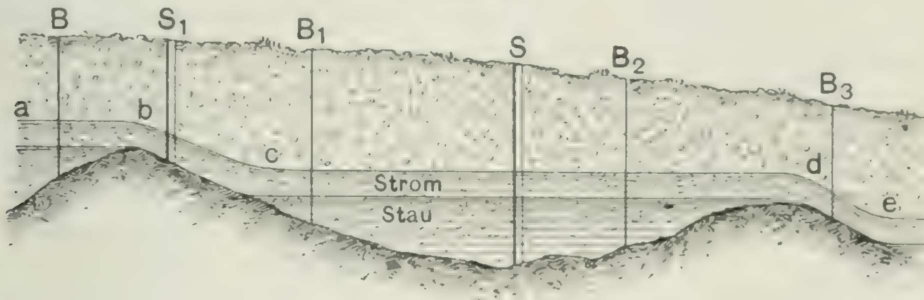
3. Die Gestalt des Grundwasserspiegels und dessen Gefälle.

Wie schon aus der allgemeinen Betrachtung über die Entstehung und die Ansammlung des Grundwassers gefolgert werden kann, stellt der Grundwasserspiegel eine gegen den Ausfluß, d. i. die Grundwasserquelle, geneigte Fläche dar. Daß dies keine mathematische Ebene sein kann, geht schon daraus hervor, daß die Fläche in der Nähe des Ausflusses aus naheliegenden hydrodynamischen Gründen stärker gebogen sein muß, als im Großteil des Grundwasserspiegels. Überdies ist eine Schotterebene nicht durchweg gleich zusammengesetzt; stellenweise ist der Schotter locker, andernorts dichter gefügt, er besitzt Sandeinlagerungen von verschiedenem Korn und verschiedener Kohäsion, ja auch Tonlager. Der Grundwasserstrom begegnet deshalb während seines Laufes verschiedenen Widerständen; sind diese geringer, so fließt das Wasser rascher durch, was sich durch ein kleineres Gefälle äußert. Umgekehrt ist bei einem größeren Widerstande das Gefälle größer. Aus diesem Grunde muß der Grundwasserspiegel einen unregelmäßig welligen Verlauf zeigen, der sich nur als Ganzes aufgefaßt einer Ebene nähert.

Auch die Unebenheiten des Untergrundes des wasserführenden Schotterbettes spiegeln sich in der Gestalt des Grundwasserspiegels wider, und zwar um so stärker, je näher der Untergrund zum Wasserspiegel gelangt. Die beistehende Skizze (Fig. 14) erläutert dies. Durch

Brunnen S und S_1 und Bohrungen B, B_2, B_3, welche bis auf den wasserdichten Boden A des Grundwassers reichen, kann man dessen Einfluß auf die Gestalt des Grundwasserspiegels und auf die Mächtigkeit des Grundwassers nachweisen. Bei B_3 und S_1 wurde nicht bloß eine geringe Mächtigkeit des Grundwassers, sondern auch dessen Steilgefälle nachgewiesen, weshalb vorausgesetzt werden darf, daß hier in dieser Stromschnelle nur der Grundwasserstrom vorhanden ist, während die größeren Wassermächtigkeiten rechts und links von S_1 durch den Stau bedingt sind. Es geben also nur S_1 und B_3 Aufschluß über die stete

Fig. 14.



Grundwassermenge, welche für eine Wasserversorgung wirklich zur Verfügung ist, weshalb hierher der Probebrunnen zu legen ist.

Ob sich auch Quellen, die am Boden des Grundwassers austreten, in dessen Spiegel bemerkbar machen, ist mir unbekannt.

Auch die lokalen Zuflüsse an den Gehängen, aus den obertägigen Wasserläufen u. dgl. tragen dazu bei, daß der Grundwasserspiegel örtliche Erhöhungen, insbesondere am Beckenrande, zeigt. Genaue Messungen beweisen die Richtigkeit dieser allgemeinen Betrachtung.

Hydroisohypsen.

Dieser soeben erwähnte Beweis wird durch die Hydroisohypsen, kürzer, doch weniger richtig auch Hydrohypsen genannt, erbracht. Darunter versteht man Linien, welche jene Punkte des Grundwasserspiegels, die in gleicher Seehöhe liegen, verbinden. Ihre Ermittelung ist besonders bei der Versorgung größerer Orte mit Grundwasser notwendig. Man pflegt hierbei die Hydroisohypsen in Höhendifferenzen von 0,1 m, bei steiler geneigtem Spiegel oder zur nur allgemeinen Orientierung von 0,5 oder 1 m zu legen.

Ihre Beurteilung ist ebenso wie die der Isohypsen (Höhenschichtenlinien) des Tagterrains; je näher diese Linien liegen, desto steiler ist der Grundwasserspiegel.

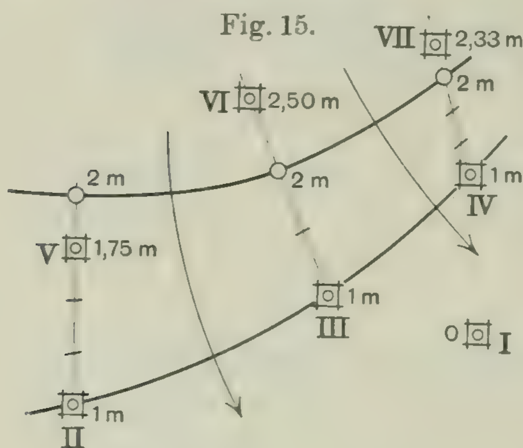
Die Hydroisohypsen werden mittels eines Nivellements der Wasserspiegel in bereits vorhandenen Brunnen oder in zu diesem Zwecke hergestellten Norton- oder Schlagbrunnen bestimmt. Der Nortonbrunnen ist eine Eisenröhre, welche unten in eine Spitze, die seitlich kleine Löcher hat, ausläuft und mittels eines Fallgewichtes in den Erdboden bis in das Grundwasser eingerammt wird. Das durch die Löcher an

der Spitze eingedrungene Material (Humus, Sand, Lehm, Grus usw.) wird mittels eines Gezähes ausgeräumt.

Die vorhandenen oder hergestellten Brunnen trachtet man in dem Schottergebiete, dessen Grundwasser man untersuchen will, ziemlich gleichmäßig zu verteilen.

Man verbindet mittels Nivellements die Tagkränze der Brunnen und lotet von diesen bis zum Grundwasserspiegel; dadurch ermittelt man die Höhendifferenz der einzelnen Brunnenspiegel I bis VII (Fig. 15); wenn möglich bezieht man die einzelnen Höhenkoten auf den Seespiegel, was aus technischen Gründen manchen Vorteil bringt, da man die Stelle der Entnahme des Wassers mit jener des Verbrauches leicht kombinieren kann. Wir nehmen den tiefsten Brunnenspiegel I mit 0 m relativer Höhe an, die relativen Höhen der anderen Spiegel sind in Fig. 15 eingeschrieben. Die von II, III und IV liegen durchweg genau 1,00 m über I, folglich ist die Verbindungslinie derselben die 1 m-Hydrohypse.

Fig. 15.



Der Spiegel V ist um 0,75 m höher als jener von II; teilt man die Entfernung II und V in drei Teile, so entspricht jeder Teil 0,25 m Höhe; trägt man einen solchen Teil in der verlängerten Linie II—V auf, so erhält man einen Punkt mit der Relativhöhe 2,00 m (1,75 + 0,25). Der Spiegel VI liegt 1,50 m über III; teilt man die Linie III—VI in drei Teile, so entspricht jedem 0,5 m Höhe, folglich liegt der zweite Teilstrich 1 m über III, d. i. in 2,00 m Relativhöhe. Aus den Spiegeln IV und VII wird wie früher ebenfalls die relative Höhe 2,00 m bestimmt. Die Verbindung der drei gefundenen Punkte von 2,00 m Höhe gibt die 2 m-Isohypse.

Durch Verbindung von II und VI, III und V, III und VII, IV und VI erhält man nach der vorher befolgten Methode noch andere Punkte der 2 m-Isohypse.

Auf gleiche Weise werden aus anderen, und zwar möglichst vielen Spiegelhöhen die Hydrohypsen in eine Karte, meist von großem Maßstabe (1 : 1000 bis 1 : 5000), eingezeichnet. (Siehe auch Fig. 16, 24 und 25.)

Da der Grundwasserspiegel schwankt, so wird zuerst das Nivellement der Brunnenkränze und dann erst die Senkelung bis zu den Wasserspiegeln ausgeführt; findet bei letzterer eine Unterbrechung statt, so wird man an einige bereits früher gemessene und am Tage der Fortsetzung des Nivellements neuerdings gemessene Spiegelstände „anknüpfen“, um die Spiegelschwankung auf diese Weise zu eliminieren, da es sich bei dieser Arbeit um relative Höhen handelt.

Unter dem spezifischen Gefälle versteht man die Entfernung zweier um 1 m in der Höhenlage differierender Hydrohypsen der Karte. Es handelt sich also hier um die Horizontalprojektion der Entfernung und nicht um die wirkliche, welche auf der schiefen Fläche etwas größer ist, als der Grundriß, welchen die Karten darstellen. Wie die Fig. 15 zeigt, ist dieses Gefälle innerhalb zweier Hydroisohypsen nicht durchweg gleich; so ist es bei II wesentlich größer als bei IV. Sind viele solche Isohypsen, so findet man auch vielerlei spezifische Gefälle: diese Linien stehen in der Nähe des Grundwasserausflusses und dort, wo die Widerstände in der Bewegung größer sind, oder bei steilerem Boden des Grundwassers näher.

Der Untergrund des Grundwasserbeckens bildet manchmal auch kleine bergartige Erhöhungen, wie z. B. nach A. Thiem in München, an welchen dann ein Anstauen des Spiegels erfolgt.

Die spezifischen Gefälle sind fast immer an den Rändern des Grundwasserstromes kleiner als in der Mitte. In weitgedehnten Ebenen pflegen sie meist sehr groß zu sein. In Leitendorf bei Leoben ist 800 m vom Fuße der Berge und vom Rande der Schotterebene das spezifische Gefälle 300 m (zwischen 277 und 323 m schwankend). in der Donauebene Oberösterreichs bei Wels 393,6 m (288,0 bis 532,8 m). hiervon etwa 20 km unterhalb bei Linz 400 m, bei Diesenhofen (Oberbayern) 365 m und von hier bis Aschheim bei München 307 m, nördlich von Mannheim (Baden) 1350 m. bei Straßburg und Königsberg i. Pr. 1700 m.

Die Wasserentnahme zur Versorgung von Ortschaften soll dort erfolgen, wo das spezifische Gefälle klein ist, ein Prinzip, nach welchem der ausgezeichnete deutsche Hydrotechniker Thiem die besten Erfolge hatte. Ist dieses geringe spezifische Gefälle durch eine Barre im wasserdichten Untergrund bedingt, so wird man es hier vorwiegend nur mit dem Grundwasserstrom zu tun haben, wodurch man sich vor Mißerfolgen mehr sichern kann.

Im allgemeinen zeigt der Verlauf der Hydroisohypsen Ähnlichkeit mit dem der Geoisohypsen, mit den Höhenschichtenlinien des Terrains, in welchem sich das Grundwasser bewegt. Speist das Grundwasser einen Fluß, so sind die Hydrohypsen flußaufwärts, bei umgekehrter Speisung flußabwärts gerichtet; wenn im ersteren Falle infolge plötzlichen Steigens das Flußwasser in das Grundwasser eindringt, so werden die flußaufwärts gerichteten Isohypsen des Grundwassers in der Nähe des Flusses rasch flußabwärts umgebogen. Dies behandelte eingehender G. Thiem[1]).

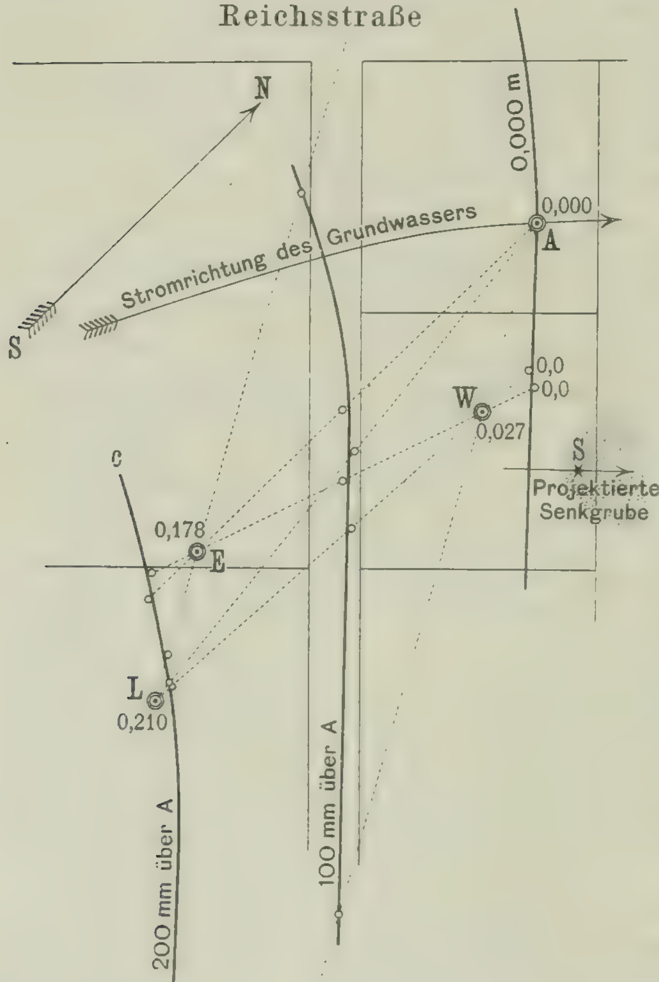
4. Bewegungsrichtung des Grundwasserstromes.

Die Bestimmung der Stromrichtung hat theoretisches und hohes praktisches Interesse. Man hat hierzu verschiedene Methoden, und zwar:

[1]) Hydrolog. Methoden, Leipzig 1906, S. 28.

1. Mittels Hydroisohypsen. Ebenso wie am Tage das Wasser nach dem Gefälle, das zu den Höhenschichtenlinien normal steht, abfließt, ebenso ist auch die Stromrichtung nach dem spezifischen Gefälle, also normal zu den Hydroisohypsen. In Fig. 15 ist die Stromrichtung durch Pfeile markiert. Ist der Grundwasserspiegel mittels Isohypsen festgelegt, so kann man den Lauf eines Wassertropfens, ebenso seine Herkunft auf weite Entfernung genau verfolgen. Diese geodätische Methode wird auch durchweg bei der Versorgung der Städte mit Grundwasser angewendet, empfiehlt sich jedoch auch zur Entscheidung kleinerer Fragen.

Fig. 16.



Sehr häufig handelt es sich darum, eine Stromrichtung zu ermitteln, welche entweder sehr gutes oder schlechtes Wasser führt. So z. B. waren bei den Villen *A*, *W*, *E* und *L* (Fig. 16) Brunnen, mittels welcher die Hydrohypsen bestimmt wurden. *W* wollte eine Senkgrube anlegen, doch war zu befürchten, daß dadurch das Wasser des Brunnens *A* bedenklich infiziert werden könnte, was eintreten würde, wenn *A* tiefer in der Stromrichtung von *W* und in dessen Nähe gelegen wäre. Die Senkgrube wurde nach *S* gegeben, die Stromrichtung daselbst führt weit ab von *A*, so daß auch keine Gefahr ist, daß die Infektionsstoffe von *S* durch Diffusion den Brunnen *A* erreichen.

Der Brunnen der Eisenbahnstation Wolfsberg (Kärnten), welcher zur Speisung der Lokomotiven diente, führte ein ungewöhnlich hartes Wasser, das bedeutend härter war, als das der Brunnen im nachbarlichen unteren Stadtteile. Mittels der geodätischen Methode wurde die Stromrichtung bestimmt, welche beim Bahnbrunnen aufwärts auf eine kleine Mulde verwies, in welcher die Asche von Schwefelkies führender Kohle abgelagert wurde. Der Regen und das Schmelzwasser des Schnees extrahierten aus dieser Halde die Sulfate, insbesondere Gips, und speisten das Grundwasser. Man legte den Bahnbrunnen abseits von dieser Stromrichtung, und die früheren großen Schwierig-

keiten wegen der starken Kesselsteinbildung in den Lokomotiven waren behoben.

In ähnlicher Weise wird auch die Wahl des oder der Brunnen für die Wasserversorgung der Städte von der Stromrichtung beeinflußt. Man hat sich vorläufig für den Punkt der Brunnenanlage entschieden. Man verfolgt dann die Stromrichtung von hier nach aufwärts, um festzustellen, daß in diesem Strich keine Infektion, z. B. durch in die Erde einziehende Abfälle in Gehöften, Dörfern, Fabriken u. dgl., stattfindet. Das Ergebnis der chemisch-bakteriologischen Untersuchung des Wassers des Versuchsbrunnens läßt nur die augenblickliche Güte des Wassers beurteilen, die Prüfung der Stromrichtung gestattet auch einen Blick in weitere Möglichkeiten und kann auch für die spätere Verbauung des Terrains bestimmend sein.

Die Legung eines Schutzgebietes für derartige Brunnen, welche später besprochen werden wird, geschieht auf Grund der Isohypsen; hierbei ist ganz besonders die Stromrichtung zu beachten, da innerhalb derselben, insbesondere nach aufwärts, innerhalb einer zu bestimmenden Entfernung keine Entnahme des Wassers oder ungünstige Beeinflussung seiner Qualität stattfinden darf.

Auch bei dem auf S. 58 von Weißkirchen gegebenen Beispiele wurden die Hydroisohypsen verwendet, welche beim Füllen des Baches mit Wasser annähernd parallel zu seinen Ufern gegen die Ortschaft vorschritten.

2. Die Salzungsmethode. In einen höher gelegenen Probebrunnen wird konzentrierte Kochsalzlösung (150 bis 200 kg Salz) geschüttet. Das Wasser der übrigen Brunnen wird entweder nur mittels des Geschmacks oder chemisch auf den Salzgehalt untersucht und die Zeit notiert, wann der Salzgehalt in den einzelnen Brunnen am meisten wahrnehmbar ist. Unter Berücksichtigung derselben und der Entfernungen vom Probebrunnen ist es möglich, die dem Probebrunnen entsprechende Stromrichtung annähernd richtig zu bestimmen.

A. Zuegler wendete, um die Möglichkeit der Typhusinfektion in Schötz nachzuweisen, Lithiumchlorid an, das sich im Boden in immer noch lösliches Lithiumkarbonat verwandelte. Lithium gibt eine sehr scharfe spektroskopische Reaktion und war vordem im Grundwasser nicht vorhanden.

3. Die Färbungsmethode. In den Probebrunnen wird eine größere Menge konzentrierter Lösung eines Farbstoffes eingetragen, welche jedoch der menschlichen Gesundheit auch im verdünnten Zustande nicht gefährlich sein darf. Man wählt hierfür Fluorescin oder Uranin [1]), welche dem Wasser im verdünnten Zustande einen eigen-

[1]) Diese basischen organischen Farbstoffe werden zu verschiedenen hydrologischen Zwecken verwendet, um einen Wasserlauf zu verfolgen. Sie geben jedoch dann negative Resultate, wenn das gefärbte Wasser mit Ton oder mit organischen Körpern, wie z. B. Holz u. dgl., zusammen kommt, da diese den Farbstoff

tümlichen Schiller verleihen. Das Wasser der nachbarlichen Brunnen wird beobachtet, die Zeit des Auftetens des Schillers notiert und mittels dieser unter Berücksichtigung der Entfernungen der Brunnen vom Probebrunnen die Stromrichtung des Probebrunnens annähernd richtig beurteilt. Beobachtet man das Wasser in einem hohen Zylinder aus farblosem Glas, der auf eine weiße Unterlage gestellt wird, so kann man die eintretende Färbung deutlicher wahrnehmen, wenn man in der Richtung der Zylinderachse blickt.

Daß die Salzungs- und Färbungsmethode an Genauigkeit weit hinter der geodätischen Methode zurückstehen, ist einleuchtend; überdies geben die ersteren nur Aufklärung über die Stromrichtung des Probebrunnens, während die geodätische Methode für jeden Teil des Grundwassers die Stromrichtung genau bestimmen läßt.

4. Mittels Schwimmer. Es kommt vor, daß man die Stromrichtung für einen Brunnen zu bestimmen hat, welcher im weiten Umkreis der einzige ist. Schlagbrunnen sind nicht zur Verfügung, oder ihre Beschaffung würde eine zu lange Zeit oder nicht gedeckte Kosten erheischen. Man behilft sich in einem solchen Falle mit schwimmenden Körpern, welche man in die Mitte des Spiegels des Brunnens legt; dieser wird vorsichtig und gut bedeckt, so daß keine Luftströmung den Schwimmer beeinflussen kann.

Durch ein Guckloch im Brunnendeckel, durch welches man mittels eines Spiegels Licht auf den Brunnenspiegel wirft, beobachtet man die Bewegungsrichtung des Schwimmers. Kommt dieser an die Brunnenwand, so wird die Bewegungsrichtung markiert und dieser Versuch wiederholt, der Schwimmer jedoch nicht in die Mitte des Brunnens eingesetzt, sondern an der Wand, an welcher das Wasser in den Brunnen eintritt, was nach dem ersten Versuch leicht bestimmt werden kann. Die Vertikalprojektion dieser Eintragstelle wird am Brunnendeckel markiert, ebenso jener Punkt, den der Schwimmer nach Verquerung des Spiegels an der anderen Brunnenwand erreicht. Dadurch ist die Stromrichtung auch über Tage festgelegt und kann mittels einer Visur in der Richtung der Verbindung der beiden Punkte oder mittels Kompaß kartographisch brauchbar gemacht werden.

5. Im allgemeinen kann angenommen werden, daß die Richtung des Grundwasserstroms der Neigung des Tagterrains entspricht. Diese Erfahrung ist für manche praktische Fälle ausreichend. So z. B. wurde bei einem Kohlenbergwerk ein Brunnen, welcher vorwiegend zur Speisung der Dampfkessel diente, aus verschiedenen

absorbieren. Auch Schwefelsäure, welche durch die Zersetzung der Sulfide, wie z. B. Schwefelkies, frei wird, sowie auch andere Säuren zerstören die organischen Farbstoffe. Aus diesen Gründen ist im Kohlenbergbau, in Höhlen, welche oft viel eingeschwemmtes Holz und viel Schlamm führen, diese Methode nicht anwendbar; trotzdem bediente man sich derselben in den genannten Fällen wiederholt und kam dadurch zu irrigen Schlüssen; man müßte in manchen Fällen saure Farbstoffe anwenden. (Höfer-Cornu.)

Gründen unterhalb der Schachthalde angelegt, aus welcher die Niederschläge Salze extrahierten, welche das Wasser sehr hart, also für den Dampfbetrieb schlecht machten. Dies wäre vermieden worden, wenn man den Brunnen oberhalb des Schachtes in entsprechender Entfernung angelegt hätte.

6. Die Flutmethode. Der Grundwasserspiegel schwankt in großen Wellen, worüber später abgehandelt wird. Beobachtet man in vielen Brunnen diese Schwankungen und deren Zeiten, so wird man Maxima und Minima bestimmen können. Die Erhöhung des Grundwasserspiegels schreitet als Wellenberg vorwärts, hinter welchem nach geraumer Zeit das Wellental folgt. Verbindet man die Brunnen, welche gleichzeitig den Berg oder das Tal der Welle zeigen, mittels Linien, so muß die Stromrichtung hierzu senkrecht gerichtet sein.

5. Geschwindigkeit des Grundwasserstromes.

Dieselbe hängt zunächst von der Gestalt des wasserdichten Untergrundes, ferner von der Zusammensetzung des Wasserträgers, somit vom spezifischen Gefälle ab; da diese Einflüsse in ein und demselben Grundwasserbecken sehr veränderlich sind, so müssen mehrere sachgemäß angeordnete Bestimmungen vorgenommen und unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse des jeweiligen Wasserträgers interpretiert werden.

Die Geschwindigkeit kann nach verschiedenen Methoden bestimmt werden, und zwar mittels:

1. Der Flutmethode. Wie kurz zuvor erläutert wurde, bewegt sich das Grundwasser in langgezogenen Wellen nach abwärts. Hat man die Brunnen, welche gleichzeitig den Wellenberg oder das Wellental erhalten, mit Linien verbunden, so wird später eine tiefer gelegene Brunnenreihe auch die Welle bekommen. Die Entfernung dieser beiden Brunnenreihen, geteilt durch die Zeit, welche der Berg und das Tal der Welle von einer Reihe zur anderen benötigten, ist die Geschwindigkeit des Grundwasserstromes.

2. Die Salzungsmethode A. Thiems. Mit Hilfe der Hydrohypsen werden zwei Brunnen gesucht, welche möglichst genau in demselben Stromstrich und höchstens 50 m auseinander liegen; ist dies nicht der Fall, so muß ein Nortonbrunnen od. dgl., dieser Forderung entsprechend, geschlagen werden. In den oberen Brunnen wird eine konzentrierte Kochsalzlösung (150 bis 200 kg Salz) eingegossen und die Zeit notiert. Würde das Wasser ruhig stehen, so würde sich die Lösung wegen der Diffusion in immer weiteren Kreisen verbreiten; da jedoch das Grundwasser sich bewegt, so werden diese Kreise nach abwärts getragen, in der Stromrichtung verlängert werden, bis endlich der äußerste Kreis bei den unteren Brunnen eintrifft. Mittels Silbernitrat wird hier der Chlorgehalt in den zutage geförderten Wasserproben anfäng-

lich in halb-, dann viertelstündigen und schließlich noch kürzeren Pausen titrimetrisch bestimmt, bis der höchste Chlorgehalt nachgewiesen ist. Die Zeit dieses Eintreffens, wie auch jene des Eingusses der Salzlösung im oberen Brunnen wird notiert; die Differenz der beiden Zeiten t war notwendig, um den Weg s, d. i. die Entfernung der beiden Brunnen, zurückzulegen. Die Geschwindigkeit des Grundwasserstromes ist somit $c = \frac{s}{t}$. Gewöhnlich wird die Geschwindigkeit in der Stunde oder im Tage angegeben, weshalb t in dasselbe Zeitmaß umzurechnen ist.

Um ganz genaue Resultate zu erhalten, muß der wirkliche Weg s' in Rechnung gesetzt werden, da die Karte nur die Horizontalprojektion s desselben angibt. Von den beiden Versuchsbrunnen kann man mittels der Isohypsen die Höhendifferenz b des Grundwasserspiegels bestimmen. Der wirkliche Weg s' ist somit $s' = \sqrt{s^2 + b^2}$. Da jedoch der Grundwasserspiegel meist sehr flach liegt, so ist s' nahezu gleich s.

3. Die elektrische Methode von Slichter stammt aus Nordamerika. Man schlägt in der genau ermittelten Stromrichtung in der Entfernung von 1 bis 2 m zwei Nortonbrunnen in das Grundwasser; knapp unter dessen Spiegel wird im unteren Brunnen ein mit Kautschuk umhüllter Messingzylinder, der als Stab bis zu Tag reicht, eingesetzt, womit man ein galvanisches Element verbunden hat. Dieses wird mit einem am Tage stehenden Amperemeter leitend verbunden. In den oberen Brunnen wird Chlorammonium eingegossen, welches allmählich mit dem Grundwasser in der Stromrichtung nach abwärts getragen wird und hierbei diffundiert. Sobald das Chlorammonium den unteren Brunnen erreicht, beginnt das galvanische Element zu wirken, das Amperemeter wird dies mit allmählich steigender und dann wieder abschwächender Intensität anzeigen. Die Zeit des Höchstwertes wird ebenso wie jene des Chlorammoneingießens notiert, die Differenz der beiden t ermittelt und die Entfernung der beiden Brunnen s möglichst genau gemessen. Diese dividiert durch die Zeitdifferenz t gibt die Geschwindigkeit, $c = \frac{s}{t}$.

Die Geschwindigkeit des Grundwasserstroms kann auch mit Hilfe von Pumpversuchen berechnet werden, wie dies später erläutert werden wird.

Die bisher ermittelten Geschwindigkeiten des Grundwasserstroms sind klein. Die tägliche Geschwindigkeit ist meist nur 3 bis 5 m. Die amerikanischen Ingenieure nehmen sie für Sande im Mittel mit 4,41 m an. Im artesischen Bodenwasserstrom von Gotenburg (Schweden) fand sie J. G. Richert mit nur 0,5 m. Diese geringe Geschwindigkeit wirkt im Grundwasserregime ausgleichend, wodurch rasche Schwankungen in der Ergiebigkeit der Grundwasserquellen hintangehalten werden.

Die Geschwindigkeit hängt ab von dem Gefälle, bzw. von der Druckhöhe und den Bewegungswiderständen, welche einem für jedes Material zu bestimmenden Koeffizienten, dem Durchlaßkoeffizienten, entsprechen, dessen Bestimmung später (S. 76) besprochen werden wird.

6. Schwankungen des Grundwasserspiegels.

Abgesehen von den lokalen und zeitlichen Schwankungen des Spiegels in den Brunnen durch Schöpfen und Pumpen, die sich gewöhnlich während der Ruhe, z. B. nachts, wieder ausgleichen, kann man in jedem Grundwasser je nach der Intensität seiner Speisung und Verdunstung ein Heben und Senken des Spiegels beobachten. Die Schwankungen des Grundwasserspiegels hängen, wie dies Pettenkofer, Soyka[1]), Ebermayer u. a. für viele Fälle aus Österreich und Deutschland nachwiesen, vorwiegend von der Niederschlagsmenge ab; doch werden sie auch von dem Feuchtigkeitsgrad der Luft beeinflußt; ist diese nicht ganz mit Wasserdampf gesättigt, so ist ein Sättigungsdefizit vorhanden; je größer dasselbe ist, desto größer ist die Verdunstung, und zwar nicht bloß an der Erdoberfläche, sondern auch im Boden. Der Grundwasserspiegel wird deshalb am meisten steigen, je größer der Niederschlag und je kleiner das Sättigungsdefizit ist, wie dies bei einem lange anhaltenden, wenn auch nicht intensiven Regen der Fall ist. Da die Temperatur das Sättigungsdefizit beeinflußt, so ist sie indirekt auch für die Spiegelschwankung von Bedeutung. Die Schwankungen des Grundwassers sind auch von der Tiefenlage seines Spiegels abhängig; denn in einer Trockenperiode wird die Verdunstung um so reichlicher sein, je seichter das Grundwasser liegt. King und R. Martini wollen auch einen Einfluß des Luftdruckes gefunden haben, was jedoch weiterer Bestätigung bedarf.

Der Grundwasserspiegel unterliegt steten Schwankungen; aus den täglichen Beobachtungen, welche zur selben bestgewählten Stunde erfolgen, berechnet man das Monatsmittel und hieraus das Jahresmittel. Aus dem Vergleich der korrespondierenden Mittelwerte ersieht man die Schwankungen des Spiegelstandes; erstrecken sich dieselben auf eine längere Reihe von Jahren, so spricht man von säkularen Schwankungen.

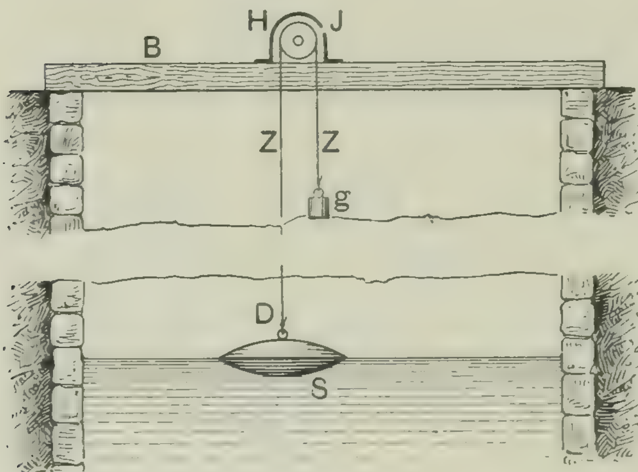
Die Spiegelschwankung wird im Brunnen festgestellt mittels Latten oder beschwerten Schnüren, welche zum Messen der Brunnentiefe bis zum Wasserspiegel verwendet werden. Dabei ist eine Tagesstunde zu wählen, zu welcher der Spiegel seinen normalen Stand hat, d. h. durch Schöpfen noch nicht erniedrigt ist; gewöhnlich ist dies am frühen Morgen der Fall. Die Messung mittels Latten, welche man in das Wasser ein wenig eintaucht, ist vorteilhafter, da bei der Messung

[1]) Schwankungen des Grundwassers, Wien 1888.

mittels Schnüren, welche man ausgiebig beschweren muß, die Erreichung des Wasserspiegels nicht immer gut erkennbar ist.

Zum konstanten Beobachten empfiehlt es sich, Schwimmapparate anzuwenden. Eine sehr praktische Einrichtung ist folgende. Am Wasserspiegel inmitten des Brunnens, aus welchem kein Wasser entnommen werden soll, ist ein schwimmender Körper *S* (Fig. 17), z. B. eine Blechblase, an welcher eine Schnur oder besser ein Draht *D* befestigt ist, und welche oben ein Zentimeterband *Z* trägt. Am Brunnendeckel *B* ist dieses Band über eine Rolle *R* gelegt und trägt am anderen Ende ein Gegengewicht *g*, welches die Spannung der Schnur oder des Drahtes und des Meßbandes besorgt. Über der Rolle ist zu deren Schutz fest ein Blechgehäuse *H* angebracht, das einen queren Ausschnitt und an dessen Rand einen gut markierten Strich (Index) *J* hat. Wohin dieser an das Zentimeterband weist, diese Zahl wird bei den täglichen zur gleichen Stunde erfolgten Ablesungen notiert. Durch das Steigen des Wasserspiegels wird der Schwimmer gehoben, das Gegengewicht zieht das Zentimeterband herab, und der Index wird auf einen anderen Teilstrich des Bandes weisen. Eine gute Ölung der Rollenzapfen darf nicht übersehen werden.

Fig. 17.



Man kann auch auf dem Schwimmer direkt einen steifen Maßstab befestigen, welcher, soweit dies nötig, oben in Zentimeter geteilt ist, an welchem man den jeweiligen Spiegelstand abliest. Dies empfiehlt sich bei den Standröhren, wie sie in Berlin in ausgedehnter Anwendung sind; es sind dies gußeiserne Röhren von 21 cm lichtem Durchmesser, die etwa 1 m unter den tiefsten Grundwasserspiegel eingetrieben sind. Der Schwimmer ist ellipsoidisch gestaltet, mit der großen Achse vertikal gestellt.

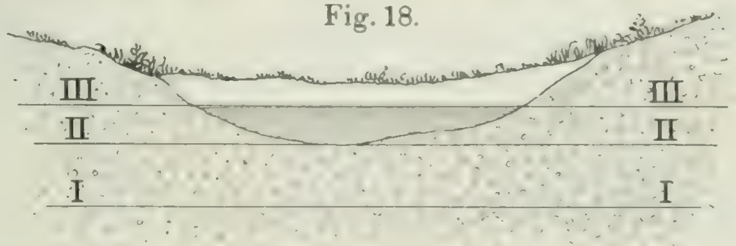
Es gibt noch mehrere andere, darunter recht sinnreiche Konstruktionen; die beiden beschriebenen Konstruktionen reichen jedoch in den meisten Fällen aus.

Die Beobachtung der Spiegelschwankungen in Brunnen, welche in Benutzung sind, gibt keine genauen Resultate, selbst wenn sie zu einer Zeit, z. B. nachts, erfolgt, in welcher das Schöpfen des Wassers schon länger eingestellt war. Wäre die tägliche Wasserentnahme eine konstante Größe, so wären die beobachteten Spiegelstände wenigstens von individuellem Wert; dies ist jedoch in der Regel nicht der Fall, weil im Sommer die Wasserentnahme bedeutend größer ist, als im Winter. Da die Wasserbeanspruchung der verschiedenen Brunnen zur gleichen

Zeit sehr verschieden ist, so sind die einzelnen individuellen Werte auch zum Vergleich wenig geeignet. Wissenschaftlich einwandfreie Werte kann man nur erhalten in Brunnen oder Proberöhren, in welchen keine künstliche Beeinflussung des Spiegelstandes des Grundwassers erfolgt; dies ist jedoch häufig wegen der Kosten nicht möglich, weshalb man bei den Messungen in vorhandenen benutzten Brunnen zu trachten hat, durch die bestgewählte Zeit die Fehlerquelle auf das geringste Maß herabzusetzen.

Die Schwankungen des Grundwassers sind im Laufe eines Jahres an manchen Orten bedeutend und noch bedeutender, wenn man eine lange Zeitperiode in Betracht zieht. Sie betragen bei uns häufig im Jahre nahezu einen, seltener mehrere Meter, was bei den Vorarbeiten zur Wasserversorgung ganz besonders zu berücksichtigen ist, da denselben der niederste Spiegelstand zugrunde gelegt werden muß, widrigenfalls die definitive Wasserversorgung zeitweise nicht ausreichend sein wird. In Berlin schwankt der Spiegel um 0,58 m, in München um 0,268 m. Dort wird der Höchststand im April, hier im Juli erreicht, der Niedrigststand im Oktober bzw. November. Die

Fig. 18.



Grundwasserschwankung steigt mit der Durchlässigkeit des Wasserträgers und mit der seichteren Lage des Spiegels; denn je seichter der Wasserspiegel liegt, desto rascher wird das Infiltrationswasser denselben erreichen und heben. Das Schwanken des Grundwasserspiegels erklärt ungezwungen einige Erscheinungen, welche den Laien sehr befremden.

So z. B. kann man die zeitweise Austrocknung und Füllung mancher Seen beobachten. Die Anwohner behaupten im letzteren Falle mit Recht, das Wasser komme von unten oder von der Seite. Schon dadurch ist die Vermutung, das Füllen des Beckens erfolge durch reichliche atmosphärische Niederschläge, ausgeschlossen. In einem Schotterbecken (Fig. 18) bewegt sich ein Grundwasserstrom in der Höhe I I; steigt dessen Spiegel bis II II, so wird in der Terrainsenke am Boden Wasser erscheinen und mit dem weiteren Steigen des Grundwassers, z. B. bis III III, stetig mehr mit Wasser gefüllt werden. Sinkt der Grundwasserspiegel, so fällt auch der Spiegel des Sees, der ganz austrocknet, wenn II II unterschritten wird.

Es sei hier bemerkt, daß ein See auch seitlich vom Grundwasser gespeist werden kann, wie dies bereits früher bei Teichen erwähnt

wurde. Hierher gehören die ostpreußischen Grundmoränenseen, deren reinster Typus nach G. Braun[1]) der Okullsee ist.

Eine hiermit verwandte Erscheinung ist die, daß ein Bach im Sommer oder auch zu einer anderen Jahreszeit an einer Stelle verschwindet, durch einige Erstreckung ein trockenes Bett hat und weiter abwärts in demselben, meist engem Tale wieder zum Vorschein kommt. Der Bach E (Fig. 19) verschwand bei A im Schotter- oder Schuttbett S. Ist das Gefälle der Bachsohle etwas größer als das des Grundwassers, dessen Stau I ist, so wird, wenn die Wasserführung des Baches eine geringe ist, das Wasser in S bald versickern, als Strom unter der Bachsohle weiterfließen und bei B, wo das feste undurchlässige Gebirge zutage tritt, als Quelle zum Vorschein kommen. Ist die Wasserergiebigkeit des Baches groß, so wird der in Fig. 19 Schnitt $\alpha\beta$ schräg schraffierte Raum mit Wasser gefüllt, und da dieser wegen des Staues nun vollständig wasserundurchlässig ist, der Bach in seinem Bette b weiterfließen können. Sobald die Wasserführung des Baches geringer

Fig. 19.

wird, wird auch ein Teil des Bachbettes wieder trocken erscheinen; und ist dessen Gefälle nicht durchweg gleich, so kann inmitten der Länge der trocken gelegten Bachstatt das Wasser zutage treten, um wieder bald zu verschwinden.

Ein sehr bekanntes Beispiel des Verschwindens und Wiedererscheinens gibt der Hachinger Bach südlich von München. In den Alpen sind derartige Fälle häufig (Raibl in Kärnten, Judenburg in Steiermark u. v. a.).

Die Anwendung der Bestimmung der Fluktuation des Grundwassers zur Ermittelung seiner Stromrichtung wurde bereits früher erläutert.

Daß zwei oder mehrere Grundwasserströme ebenso wie Flüsse und Gletscherströme sich vereinigen können, bedarf füglich keiner weiteren Bemerkung; sie sind vordem oft durch herausragende Felsriffe oder Berge getrennt. In beiden kann jedoch die Spiegelschwankung verschieden sein, was auch manchmal noch weit unterhalb ihrer Vereinigung nachweisbar ist, natürlich um so weiter oder näher je nach dem Wasserträger. Von besonderer Bedeutung ist das Schwanken des Grundwassers für die Hygiene eines Ortes.

[1]) Petermanns Geogr. Mittlg. **1903**, S. 265.

Eine interessante Anwendung des Studiums der Grundwasserschwankungen bot der Friedhof St. L. in G. Es handelte sich um seine weitere Benutzung aus sanitären Gründen. Durch eine einjährige Beobachtung des Grundwasserspiegels in mehreren Brunnen dieses Friedhofes konnte konstatiert werden, daß das Grundwasser in seinem Hochstande einen Teil der Gräber inundiert, weshalb in diesen die Leichen innerhalb des gesetzlichen Turnus von 10 Jahren nicht vollständig verwesen konnten, was auch durch eine Exhumierung bestätigt wurde. Schon dieser Umstand macht aus Gründen der Pietät diesen Friedhofteil unbrauchbar. Knapp unterhalb des Friedhofes fließt ein Bach, in welchen sich, wie die Hydroisohypsen ergaben, das Grundwasser ergießt. Oberhalb des Friedhofes fanden sich im Bachwasser Keime, unterhalb jedoch fast zehnmal mehr, darunter ein choleraverdächtiger Bazillus. An dieser Stelle wird Wäsche gewaschen, und der Bach fließt durch die Stadt. Das sind denn doch sehr bedenkliche sanitäre Verhältnisse.

Auch in anderer Hinsicht können die Schwankungen des Grundwasserspiegels einen sehr nachteiligen hygienischen Einfluß ausüben. Manche Städte versehen sich von alters her mittels Hausbrunnen mit Grundwasser; diese Orte hatten durch lange Zeit auch nur Senkgruben, deren Fäkalien in den Boden bis zum Grundwasser sanken und Stadtlaugenstoffe genannt werden. Diese organischen Substanzen werden durch den Einfluß der Mikroorganismen (Nitrobakterien) in Ammoniak, salpetrige und Salpetersäure und Kohlensäure zerlegt, wodurch die Selbstreinigung des Bodens bedingt wird, die jedoch bei zu starker Verunreinung versagt, der Boden wird versumpft. Es können auch lösliche Magnesiasalze gebildet werden, welche Unwohlsein und Krankheiten bedingen können. Auch Wurmkrankheiten können durch solches verseuchtes Grundwasser entstehen.

Die Norton- oder Röhrenbrunnen kann man leicht tief in das Grundwasser eintreiben, sie sind dadurch den erwähnten Gefahren momentan entzogen.

Über dem Grundwasser ist der Boden mehr oder weniger mit solchen Abfallstoffen und ihren Zersetzungsprodukten getränkt und führt überdies Bakterien. Pettenkofer fand, daß typhöse Fieber mit dem Sinken des Spiegels beginnen und bei seinem Tiefstand am gefährlichsten werden. Ein hoher, oft und besonders plötzlich zurücktretender Grundwasserstand begünstigt die Entwickelung der Epidemien, während ein konstanter niedriger Stand günstig ist. Soyka und Virchow wiesen für verschiedene Orte eine Koinzidenz der Grundwasserschwankungen mit der endemischen Bewegung des Abdominaltyphus nach. Doch ist der Zusammenhang der infektiösen Krankheiten mit den Grundwasserständen trotz eifrigen Studiums der Hygieniker nicht genügend aufgeklärt. Um diesem verseuchten, zeitweise auch übel schmeckenden Grundwasser zu entgehen, haben selbst kleinere Orte eine oft relativ kostspielige Wasserleitung ausgeführt.

Je nach den lokal wirkenden Mineralisatoren schwankt auch die chemische Zusammensetzung des Grundwassers desselben Stromes; so z. B. fand A. Thiem[1]) im Grundwasser südlich von Leipzig 0 bis 91,4 mg Eisenoxyd im Liter Wasser und zog in der Karte Linien gleichen Eisengehalts.

Die zwischen der Erdoberfläche und dem Grundwasserspiegel die Poren ausfüllende Luft wird, wie bereits erwähnt, Grundluft genannt. Das Grundwasser, bzw. die Feuchtigkeit im darüberliegenden Boden, verdampft in unseren Breiten stetig, weshalb die Grundluft mehr oder weniger mit Wasserdampf gesättigt ist. Die Verdunstungsmenge nimmt ab, je tiefer der Boden ausgetrocknet ist. Im Winter, während welchem die Kälte den Boden abkühlt, ist der Anlaß zur Verdunstung geringer, ja der Wasserdampf der Grundluft wird in diesem Falle im Boden kondensiert und speist das Grundwasser. Seicht liegendes Grundwasser verrät sich besonders im Herbst durch Morgennebel, welche durch den Wasserdunst des Grundwassers, wenigstens zum Teil gebildet werden. Die Grundluft wird infolge Steigens des Grundwassers empor und teilweise aus dem Boden gepreßt und wird sich z. B. in Kellerräume ergießen. Sinkt der Grundwasserspiegel, so wird frische Luft eingesaugt.

Infolge der Oxydationsvorgänge innerhalb der Grundluft wird sie sauerstoffärmer, es bildet sich Kohlensäure, teils dadurch, daß organische Substanzen oxydiert werden, teils auch dadurch, daß die entstandene Salpeter- und Schwefelsäure auf die Karbonatgesteine (Kalk usw.) zersetzend einwirken. Der Kohlensäuregehalt der Grundluft darf deshalb nicht immer als Maßstab der Bodenverunreinigung durch organische Abfallstoffe angesehen werden.

Steigt diese Grundluft empor, so werden die Kellerräume und Souterrainwohnungen mit schlechter Luft erfüllt, falls nicht eine ausreichende Ventilation vorgesehen ist. Sinkt der Wasserspiegel in einer alten Stadt, wo sich Abfallstoffe im Boden anhäuften, so werden diese einem Fäulnisprozeß unterliegen und die dabei gebildeten Gase die Grundluft verschlechtern.

Der Boden über dem Grundwasser wird vermöge der Infiltration und Kapillarität noch ganz durchfeuchtet sein, darüber ist die Grundluft mit Wasserdampf gesättigt, und nahe dem Tag findet infolge des Einflusses der Atmosphäre die Verdunstung statt. Die Vorgänge in dieser Verdunstungszone beeinflussen die Mächtigkeit der beiden darunter liegenden Zonen, welche wieder den Spiegelstand des Grundwassers beeinflussen. Die Mikroorganismen siedeln sich in oft horrender Zahl in der Verdunstungszone an; doch nimmt der Bakteriengehalt mit der Tiefe so rasch ab, daß der Boden in 3 bis 4 m fast steril ist, falls er nicht von Rissen, Maulwurfgängen u. dgl. durchzogen ist (C. Fränkel).

---

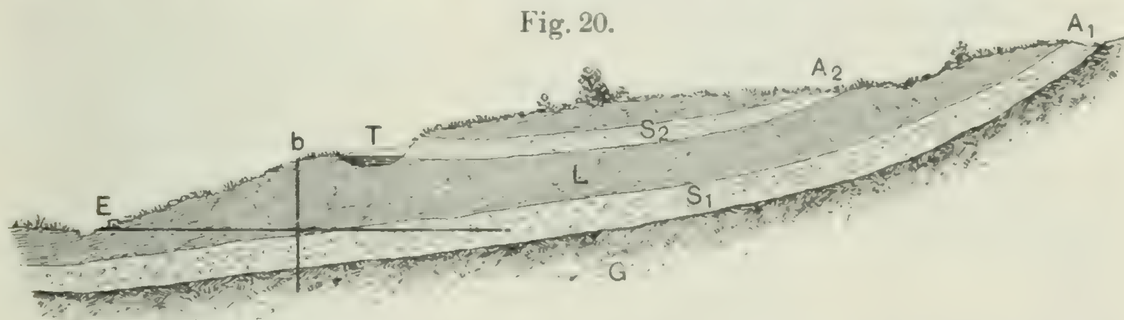
[1]) Wasserversorgung von Leipzig 1879.

Die Schwankungen des Grundwasserspiegels, insbesondere die säkularen und die künstlichen, haben oft auch auf die Bodenkultur einen bedeutenden Einfluß; so können durch anhaltende Spiegelsenkung sumpfige Wiesen wesentlich verbessert und zu Ackerland umgewandelt werden. Andererseits kann hierdurch der Baumwuchs, besonders bei älteren Bäumen, die wipfeldürr werden, ungünstig beeinflußt werden; dies äußert sich insbesondere bei sehr wasserbedürftigen Bäumen, wie z. B. der Eiche. Das Jungholz paßt sich den Veränderungen leichter an. Bei hohem Grundwasserstand ist das Holzwachstum fast doppelt so groß, wie in den anderen Jahren. Der Landwirt wie der Forstmann haben die Tiefe des Grundwasserspiegels und seine Schwankungen wohl zu beachten.

7. Mehrere Grundwasserströme übereinander (Grundwasserhorizonte oder =Stockwerke).

In verschiedenen Becken kann man mehrere Grundwasserströme nachweisen, was dadurch bedingt wird, daß das Becken wechsellagernd von Schotter- bzw. Sandschichten und wasserundurchlässigen

Fig. 20.



Gesteinen, wie z. B. Ton, Lehm, Schieferton u. dgl., aufgebaut ist; die erstgenannten Schichten beißen zutage aus und werden hier mit Wasser gespeist.

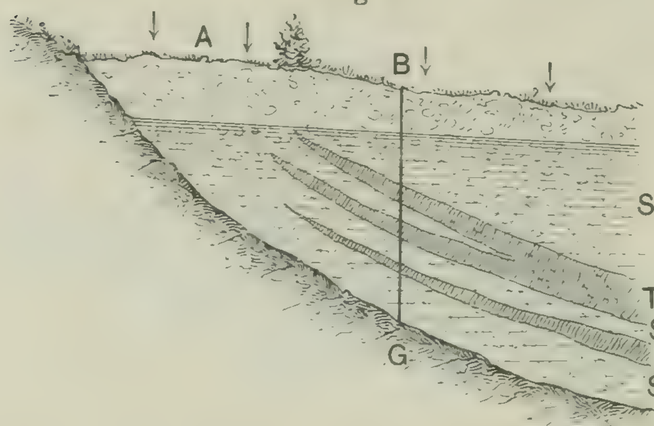
Ein Beispiel aus der Praxis gibt beistehendes schematisches Profil (Fig. 20), welches der Umgebung von Trofajach (Steiermark) entnommen ist. *G* ist das Grundgebirge, aus Phyllit und Kalk bestehend. S_1 ist eine Schotterlage, welche bei ihrem Ausbisse A_1 zum Teil konglomeriert ist. *L* ist eine lehmreiche Schicht, welche den bei A_2 ausbeißenden Schotter S_2 trägt, der wieder von lehmigem Material und der Ackerkrume überdeckt ist.

Bei A_1 und A_2 findet die Infiltration des Wassers statt, das die beiden Schotterlagen S_1 und S_2 erfüllt. Bei *T* ist ein Teich, welcher einen mächtigen Abfluß besitzt, doch keinen sichtbaren Zufluß, wohl jedoch das häufige Aufsteigen von Luftblasen an dem dem Abfluß gegenüberliegenden Ufer erkennen läßt. Überdies treten in der Umgebung des Teiches viele kleine Quellen zutage, welche sich zu einem Bächlein vereinen. Wir haben es hier mit dem Austritt des oberen

Grundwasserstromes S_2 zu tun. Obzwar die Ergiebigkeit desselben eine bedeutende ist, so wurde dieses Wasser dennoch nicht zur Versorgung der Stadt Leoben benutzt, da die darüberliegende lehmige Schicht geringmächtig und mit Feldern bebaut ist, somit eine gefährliche Infektion eintreten könnte. Es sei gleich hier bemerkt, daß dort, wo mehrere Horizonte vorhanden sind, die Wasser von verschiedener Güte sein können; so ist z. B. im Berliner Untergrunde das Wasser über dem Septarienton süß, darunter salzig. Im allgemeinen wird der oberste, seichte Horizont zur Wasserversorgung, weil gewöhnlich bakteriologisch nicht einwandfrei, nicht verwendet werden können. Nur wenn er tief liegt oder durch eine ausgiebige Tonlage geschützt ist, liefert er brauchbares Trinkwasser.

Durch Bohrungen bei *b* (Fig. 20), welche das Grundgebirge erreichten, wurde ein tieferer, mächtiger Grundwasserstrom nachgewiesen, welcher durch einen langen Einschnitt, in der Skizze durch einen Stollen *E* markiert, bloßgelegt und behufs Wasserversorgung aufgefangen wurde.

Fig. 21.



In anderen Gebieten fand man, meist durch Bohrungen nachgewiesen, auch mehr als zwei Grundwasserströme übereinander, so z. B. nach Jentzsch in Königsberg neun Wasserhorizonte, welche der Kreide, dem Oligozän, Miozän, Diluvium und Alluvium angehören und sehr verschiedenes Wasser führen. Es ist nicht immer vorauszusetzen, daß, wie in Fig. 20, die verschiedenen Ströme auch verschiedene Fanggebiete haben, sie können auch aus einem einzigen stammen. Dies geschieht, wenn eine mächtigere Schotter- oder Sandablagerung gegen die Tiefe hin z. B. Tonlager, überhaupt undurchlässige Schichten eingeschaltet hat, welche nicht bis zur Oberfläche reichen. In Fig. 21 ist ein solcher Fall dargestelllt und auch die Möglichkeit berücksichtigt, daß eine Grundwasserschicht in der Tiefe auskeilt. *S* stellt das wasserführende Gebirge vor, das bei *A* das Infiltrationsgebiet hat. *T* sind Tonschichten. Es wird die Bohrung *B* vier Grundwasserschichten bis zum Grundgebirge *G*, d. i. die wasserundurchlassende Unterlage, durchsinken. Nur der oberste Strom ist eigentliches Grundwasser, denn jeder tiefere Strom wird unter dem Druck stehen, ist also artesisch gespanntes Bodenwasser, dessen Druckhöhe mit der Tiefe zunimmt. Dies gilt auch für S_1 in Fig. 20. Würde man bei *B* einen Schacht teufen, so würden die Wassereinbrüche mit der Tiefe stets gefährlicher, weshalb es notwendig ist, mit dem Bohrer

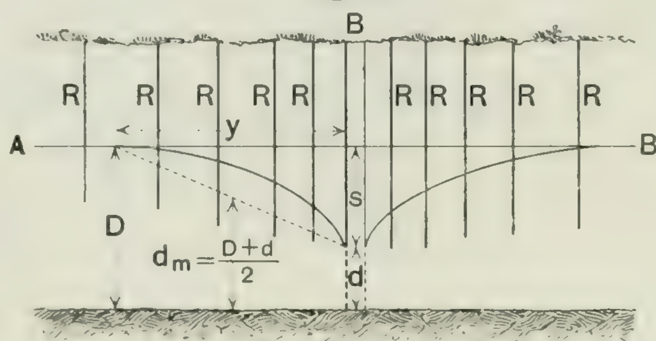
dem Teufen voranzugehen, wobei es sich überdies empfiehlt, die oberen Grundwasserschichten möglichst intensiv zu entwässern, dadurch den allgemeinen Grundwasserspiegel stetig zu senken und die Druckhöhe herabzumindern.

8. Einfluß des Pumpens; Ergiebigkeit des Grundwasserstromes.

Obzwar diese Untersuchungen nicht mehr direkt in das Gebiet der Geologie gehören, so seien sie hier doch erwogen, um dem Geologen gleichsam eine Brücke zu den speziellen Ingenieurarbeiten zu bauen.

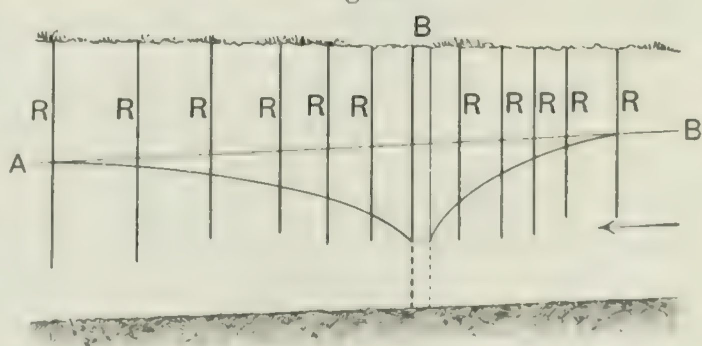
AB (Fig. 22) sei ein Vertikalschnitt der Grundwasserspiegel querweise zur Stromrichtung, während Fig. 23 einen Schnitt nach dieser Richtung darstellt. Wird aus dem Brunnen *B* Wasser gepumpt, so bildet sich um den Brunnen eine trichterförmige Vertiefung im Grundwasser, welche im Querschnitt (Fig. 22) symmetrische parabolische Schnittlinien zeigt, während im Längsschnitt (Fig. 23) die Kurve, entgegen der Strömung, steiler als jene im Abfluß ist. Die parabolische Begrenzung des Senktrichters legt sich nicht asymptotisch an den ungestörten Grundwasserspiegel, sondern trifft ihn unter dem Winkel des Widerstandsgefälles.

Fig. 22.



Viele um den Brunnen befindliche Beobachtungsrohre *R* (Bohrungen oder Nortonbrunnen), in der Quer- und Längsrichtung des Grundwasserstromes geschlagen, gestatten die genaue Bestimmung der Vertikalschnitte des Senk- oder Depressionstrichters. Es empfiehlt sich, die Beobachtungsrohre od. dgl. möglichst tief zu treiben, da im Untergrund Grundgebirgsrücken in den Wasserträger hinaufragen können, durch welche die seitliche bzw. ganze Entwickelung des Senktrichters behindert wird.

Fig. 23.



Bei der Versorgung größerer Städte mittels Grundwassers wird zuerst ein Versuchsbrunnen geteuft und aus demselben das Wasser, meist mittels Lokomobilen durch längere Zeit — zwei bis vier Wochen — gepumpt, bis sich konstante Verhältnisse einstellen. Das gehobene

Wasser wird behufs Ergiebigkeitsbestimmung gemessen und in Gerinnen oder Röhren weitab in der Richtung des Gefälles des Grundwassers geleitet, um die Bildung des Senktrichters nicht zu beeinflussen. Stellt sich der Beharrungszustand nicht ein, so ist dies ein Beweis, daß man

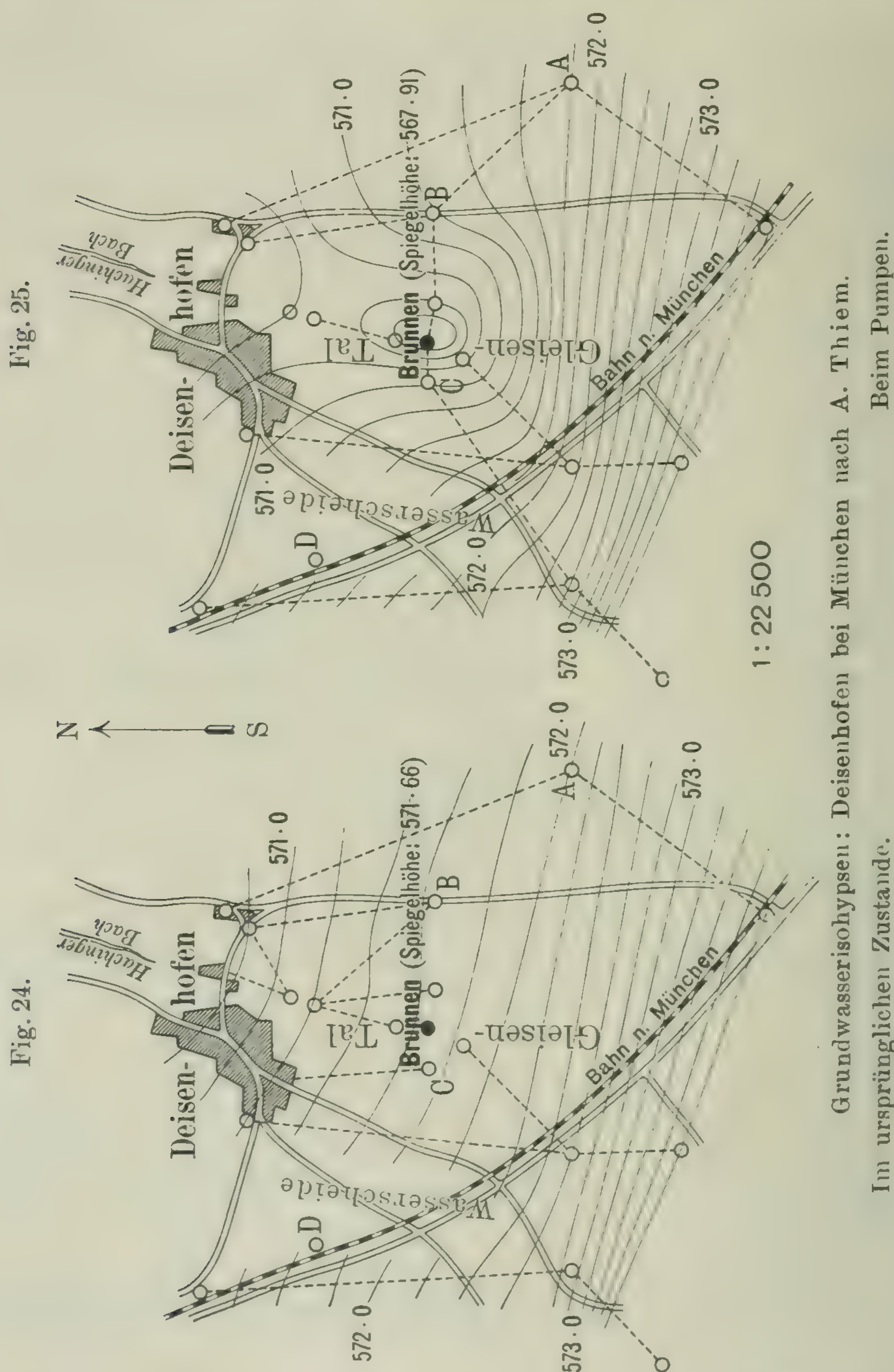


Fig. 24. Im ursprünglichen Zustande.

Fig. 25. Beim Pumpen.

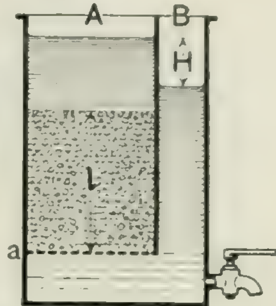
Grundwasserisohypsen: Deisenhofen bei München nach A. Thiem.

aus dem Stau gepumpt hat, und es darf nur so viel Wasser gepumpt werden, bis ein Beharrungszustand eintritt.

Fig. 24 zeigt die Hydroisohypsenkarte eines Versuchsfeldes mit ungestörtem Grundwasser, hingegen Fig. 25 dasselbe Feld während eines Pumpversuches.

Den Durchlaßkoeffizienten k definiert Forchheimer[1]): „k bezeichnet die Wassermenge in Kubikmetern, welche durch 1 m² Filterfläche unter dem Druck einer 1 m hohen Wassersäule fließt, wenn man als Filterstoff die den Brunnen umgebende Bodenart wählte.“ Man bestimmt ihn nach Darcy[2]) mittels folgenden Versuchs: In einem Kasten ist ein kommunizierendes Gefäß, das einen Abflußhahn hat (Fig. 26); der Kasten A hat bei a ein Drahtsieb und darüber das zu untersuchende Material, z. B. Sand, das eine Schicht von l Höhe bildet. Füllt man das Gefäß mit Wasser und läßt man, wenn in beiden Schenkeln das Wasser gleich hoch steht, dasselbe durch den Hahn unten langsam abfließen, so wird das Wasser bei A über dem Filter höher stehen müssen als im zweiten Schenkel B des Gefäßes. Diese Höhendifferenz, die Druckhöhe H, ist ein Maßstab für den Grad der Durchlässigkeit des Filtermaterials, dessen Höhe l ist. Ist u die Filtriergeschwindigkeit[3]) und Q die beim Abflußhahn gemessene Wassermenge, so ist

Fig. 26.



$$H = \frac{l\,u}{k} \quad \ldots \ldots \quad (1)$$

und hieraus

$$k = \frac{l\,u}{H} \quad \ldots \ldots \quad (2)$$

$$u = k\,\frac{H}{l} \quad \ldots \ldots \quad (3)$$

Hat man den Porenquotienten α des Filtermaterials bestimmt, so ist die durchlassende Filterfläche $f = F.\alpha$, wenn F die ganze Bodenfläche des Filters ist:

$$Q = f.u \quad \ldots \ldots \quad (4)$$

oder

$$u = \frac{Q}{f} \quad \ldots \ldots \quad (5)$$

Dies in Gleichung (2) eingesetzt gibt

$$k = \frac{l\,Q}{H.f} \quad \ldots \ldots \quad (6)$$

In dieser Gleichung sind rechtsseitig durchweg bekannte Werte, weshalb k bestimmt ist.

Darcy bestimmte für Sand mit vorwiegend 0,80 mm Korndurchmesser:

$$k = 0{,}0008.$$

Dieser Versuch gibt für das Kleinmaterial befriedigende Werte.

---

[1]) Zeitschr. d. Arch.- u. Ing.-Ver. Hannover 1886. — [2]) Les fontaines publiques de la ville de Dijon, Paris 1856. — [3]) Bei Berechnung der Grundwasserstrome versteht man unter Filtriergeschwindigkeit jene Wassermenge in Kubikmetern, die in 24 Stunden durch einen vertikalen Quadratmeter des Stromes durchgeht.

Ist das spezifische Gefälle des Grundwassers β, deshalb die Druckhöhe $h = \frac{1}{\beta}$, die Geschwindigkeit u und k der Durchlaßkoeffizient, so geht durch einen Querschnitt F senkrecht zur Stromrichtung nach Darcy in der Zeiteinheit eine Wassermenge Q durch, welche gleich ist:

$$Q = k F h = k \frac{F}{\beta}.$$

Aus dem Absenkungskegel des Grundwassers läßt sich k für jedes Material bestimmen; denn im Querschnitt ist die Erzeugende dieses Kegels eine Parabel, deren Länge (Kegelradius) y (Fig. 22), deren Höhe (Absenkung des Wasserspiegels im Brunnen) s, die Beschleunigung $g = 9{,}81$ m ist:

$$y^2 = \frac{2 g s}{k^2} \quad \ldots \ldots \ldots \ldots \quad (7)$$

Der Durchlaßkoeffizient ist:

$$k = \sqrt{\frac{2 g s}{y^2}} \quad \ldots \ldots \ldots \ldots \quad (8)$$

Aus der Gleichung (7) entnimmt man, daß der Senktrichter bei gleichem Material um so weiter ausgreift, d. h. y um so größer wird, je größer s ist, also je tiefer der Wasserspiegel gesenkt wird. Ändert sich das Material des Wasserträgers, also auch k, so wird bei gleicher Absenkung s der Trichter um so weiter ausgreifen, d. h. y größer werden, je kleiner der Durchlässigkeitskoeffizient k wird, somit im Schotter weiter als im Sand.

Da in dem früher erwähnten Versuche Darcys das Filtermaterial iu vielen Fällen dem ursprünglichen Zustande in der Natur nicht entspricht, gelockerter erscheint, da ferner in der Natur der Wasserträger meist nicht gleichartig zusammengesetzt ist, so wird der mittels der Gleichung (8) gefundene Wert für die Praxis maßgebend sein, obzwar er bei einem einzigen Versuchsbrunnen auch nur für ein Profil gilt. Doch Darcys Versuch lehrte, daß bei der Bewegung des Grundwassers andere Gesetze gelten, als bei jenen offener Wasserläufe, da bei diesen letzteren $u = k \sqrt{\frac{H}{l}}$ gefunden wurde.

O. Lueger[1]) stellt folgende allgemeine Formel für die Ergiebigkeit Q eines kreisrunden Brunnens mit durchlässiger Wand auf:

$$Q = \pi k \alpha \frac{H_0^2 - (H - s)^2}{\log \mathrm{nat} \frac{R}{r}}, \quad s = H_0 - \sqrt{H_0^2 - \frac{Q}{\pi k \alpha}, \log \mathrm{nat} \frac{R}{r}},$$

wobei $\pi = 3{,}14$,
k = Durchlaßkoeffizient,

---

[1]) Lexikon der gesamten Technik **2**, 735.

α = Porenquotient,
H_0 = Tiefe des Brunnens unter dem ursprünglichen Wasserspiegel,
s = Größe der Absenkung,
R = Radius des Senkkegels senkrecht zur Stromrichtung, von der Brunnenachse aus gemessen (in Gleichung (7) mit y bezeichnet),
r = Innerer Radius des Brunnens.

Selbstredend beziehen sich alle Dimensionen auf die gleiche Maßeinheit. Aus obiger Formel sieht man, daß r keinen sehr bedeutenden Einfluß auf Q hat; ein Brunnen von 0,4 m Weite würde etwa zwei Drittel so viel Wasser geben, als ein solcher von 4 m Weite, also dem 100fachen Querschnitt. Man wählt deshalb statt eines einzigen, sehr teuren und oft schwierig herzustellenden großen Brunnens mehrere kleinere Brunnen, welche senkrecht zur Stromrichtung angeordnet werden.

Die vorstehenden Untersuchungen dürften genügen, um den Geologen mit dem Grundgesetze der Grundwasserbewegung vertraut zu machen. Weitergehende Rechnungen sind ausschließlich Sache der Hydrotechniker, welche nicht durchweg übereinstimmen. Es sei hier auf die Arbeiten Forchheimers, O. Luegers, J. Richerts, Salbachs, O. Smrekers, A. und G. Thiems usw. verwiesen.

Sind durch einen Versuchsbrunnen die Ergiebigkeit des Grundwassers und die mathematischen Elemente des Senktrichters festgestellt, so können dieselben dazu benutzt werden, um die Verhältnisse im vorhinein für die definitive größere Wasserentnahme zu bestimmen.

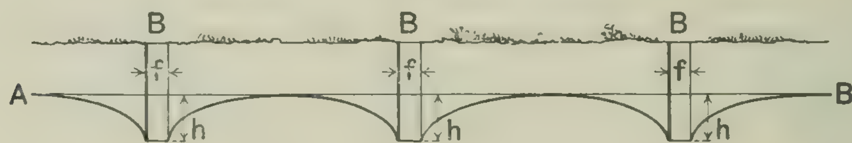
Die Tiefe s_1, um welche im Senktrichter der ursprüngliche Grundwasserspiegel bei der für die definitive Entnahme notwendigen Wassermenge Q_1 sinkt, kann mit annähernder Genauigkeit aus den analogen Werten Q und s des Versuchsbrunnens berechnet werden.

Damit ist die Tiefe des Senktrichters für den definitiven Brunnen bestimmt. Ist s_1 größer als die Mächtigkeit des Grundwasserstromes, so schöpft man zum Teil aus dem Stau, aus der Reserve, die im Laufe der Jahre erschöpft werden kann. Es kam deshalb vor, daß derartige Anlagen mit der Zeit nicht genügten und der Brunnen wiederholt vertieft werden mußte. Es ist ferner notwendig, auch das $R = y$ des Senktrichters für Q_1, dessen Breite, zu bestimmen, die kleiner sein muß, als die Breite des Grundwasserstromes; dies geschieht mit Hilfe der Gleichung (7).

Die Gefahr, den Stau zu verbrauchen, umgeht man damit, daß man den Wasserbedarf Q_1 nicht aus einem Brunnen, sondern aus mehreren deckt. Man teuft einen entsprechend dimensionierten Versuchsbrunnen, welcher bei lange anhaltender Wasserentnahme Q, den Brunnenspiegel, in gleicher Höhe erhält, oder richtiger gesagt, in welchem der

Spiegel nur im gleichen Maße schwankt wie in einem Brunnen in einiger Entfernung, aus welchem kein Wasser geschöpft wird, und der außerhalb der Einflußsphäre des Versuchsbrunnens liegt. Solange dies der Fall ist, pumpt der Versuchsbrunnen nur aus dem Strom; der Senktrichter ist hierfür festgestellt. Querweise zur Stromrichtung wird für die definitive Wasserversorgung noch ein zweiter oder dritter Brunnen geteuft, und zwar derart, wie dies in Fig. 27 angedeutet ist, daß die Senktrichter selbst bei niederstem Wasserstande getrennt bleiben. Sind die nachträglich geteuften Brunnen dem Versuchsbrunnen im Querschnitt f und der Wassertiefe h gleich, so sind auch die Senktrichter gleich, und die Zahl x der Brunnen der ganzen Wasserversorgungsanlage ist $x = \frac{Q_1}{Q}$, wenn Q_1 die gesamte zur Wasserversorgung notwendige Wassermenge und Q die des Versuchsbrunnens ist. Hierbei wird nur aus einem, gewöhnlich dem mittleren, Brunnen gepumpt, das Wasser der übrigen Schächte wird diesem mittels Heber zugeleitet.

Fig. 27.



Diese Methode der Wasserversorgung bietet volle Sicherheit und ist auch im Betriebe etwas billiger als das Einschachtsystem.

Statt mehrere Brunnen zu teufen, kann man die notwendige Wassermenge auch auf die Weise bekommen, daß man unterhalb des niedrigsten Wasserspiegels von einem Brunnenschacht oder vom Stollen eine Sammelgalerie treibt.

9. Schwimm- und Triebsand.

Grundwasser, welches in einem sehr feinen Sand auftritt, heißt Schwimmsand, slawisch Kurzawka; seine einzelnen Körnchen sind so leicht, daß sie beim Ausfluß des Grundwassers von diesem auf weite Strecken mitgetragen werden. Es ist dies ein sogenannter „flüssiger Sand“, der vollkommenste Typus von Triebsand; unter diesem versteht man jeden Sand, auch jenen von gröberem Korn, welcher mit dem Wasser, wenn auch nur auf kurze Erstreckung, weiter getragen wird. Dies hängt einerseits von der Schwere der Sandkörner, andererseits von dem Druck ab, mit welchem das Wasser ausfließt; je größer dieser ist, desto schwerere Sandkörner können fortbewegt werden. Triebsand findet sich, wenn auch untergeordnet, als Ausfüllung zwischen den Geröllen des Schotters fast in jedem Grundwasser und bietet manchmal beim Teufen der Brunnen Schwierigkeiten, die jedoch oft mit der Zeit geringer werden, wenn der Sand in der

unmittelbaren Nähe des Brunnens in diesen ausgeflossen und der Druck des Wassers vermindert ist. Geht der Brunnen jedoch durch reinen Triebsand, so bilden sich hinter der Brunnenwand Auskolkungen (Höhlen), die dem Brunnen gefährlich werden können.

Unvergleichlich größeren Schwierigkeiten begegnet man jedoch beim Durchteufen des Schwimmsandes, die oft, insbesondere bei einer größeren Mächtigkeit desselben, nur durch das Gefrierverfahren überwunden werden können, d. h. man bringt das Wasser des Schwimmsandes mittels Kälteflüssigkeiten, die in Bohrröhren innerhalb des Querschnittes des projektierten Schachtes zirkulieren, zum Gefrieren. Ein anderes Mittel ist das Entwässern des Schwimmsandes mittels Bohrlöchern, falls unterhalb Hohlräume, z. B. in der Grube, vorhanden sind, in welche man das Wasser allmählich abfließen lassen kann.

Ein weit bekanntes Beispiel vom Vorkommen des Schwimmsandes bietet das Braunkohlenbecken bei Brüx, welches infolge einer Katastrophe eingehend studiert wurde.

Der Schwimmsand besteht hier aus 0,15 bis 0,25 mm großen Körnchen, vorwiegend aus Quarz, untergeordnet aus ebenso kleinen Blättchen von Muskovit (weißem Glimmer). Er bildet Lager, stellenweise zwei, seltener mehrere übereinander, die durch Letten, d. i. ein wenig verfestigter Schieferton, getrennt sind.

Im Ausbiß zeigen die Schwimmsandlager eine Art Schichtung, sehr oft sogenannte Kreuzschichtung; im gefrorenen Teil dieses Sandes im Venus-Tiefbau bei Brüx (Böhmen) waren auch stärkere Windungen der Schichtung zu sehen. Die Feinheit des Sandes im Verein mit seiner Kreuzschichtung läßt mit großer Wahrscheinlichkeit vermuten, daß er äolischen Ursprungs ist, d. h. zur Tertiärzeit von den Stürmen zusammengeweht wurde. Er hat somit genetisch große Ähnlichkeit mit manchen Lößablagerungen.

Das Grundwasser füllt die Zwischenräume — Poren — des Sandes aus; es ist ein arger, früher von manchen Geologen vertretener Irrtum, daß der Sand im Wasser gleichsam nur schwimme. Dem widerspricht schon die Vorstellung, wie eine Sandablagerung überhaupt entstehe und in Tonschichten eingelagert worden sei, ebenso die tatsächliche Beobachtung; denn in den Gefrierschächten kann man sehen, daß die Sandkörnchen unmittelbar aneinanderstoßen, und beim Abtrocknen des Schwimmsandes, wenn nur Wasser entzogen wurde, hat man nie eine Senkung der darüber liegenden Schichten trotz der genauesten Nivellements und sehr empfindsamer Tagobjekte, wie z. B. hoher, gemauerter Essen, gefunden. Die Feinheit der Poren des Schwimmsandes erhöhen die Adhäsion des Wassers, welche im Verein mit dem geringen Gewichte der einzelnen Körner den weiten Transport dieses Sandes durch ausfließendes Grundwasser ermöglichen.

So leichtfließend der Schwimmsand ist, so fest steht er, wenn er entwässert ist. Man kann in ihm vertikale Wände herstellen, welche

durch lange Zeit unverändert stehen bleiben. Bemerkenswert ist der Versuch K. Kegels[1]), daß in Hangendbohrlöchern eines Kohlenflözes, welche den Schwimmsand anfuhren, dessen Ausfließen durch einen eingeführten Heupfropf, der mit der Hand zugehalten wurde, aufhörte; wenn dann der Heupfropf, der als Filter nur Wasser durchließ, entfernt wurde, so blieb das Bohrloch verstopft, da der entwässerte Schwimmsand im Bohrloch den Abschluß bewirkte.

Wenn der fließende Sand schon eine weite Strecke getragen wurde und den größten Teil seiner Geschwindigkeit verloren hat, so beginnt er sich aus mehrfachen Gründen niederzuschlagen, während das Wasser weiterfließt. Wird in diesem Stadium des Schwimmsandes der fliehende Mensch ereilt, so klebt der Sand, wenn er nur wenig über die Fußknöchel ansteigt, derart, daß der Mensch festgebannt ist.

Im Schwimmsandlager sind stellenweise auch tonreichere Partien, welche gleichsam verkittend wirken und teils darum, teils auch wegen der geringeren Aufnahmsfähigkeit des Grundwassers und der größeren Kapillarität die leichte Beweglichkeit des Sandes herabsetzen. Diese Toneinmischung kann dem Schwimmsand unter gewissen Verhältnissen den Charakter eines weichen Sandsteins geben, und in der Brüxer Gegend ist es wiederholt vorgekommen, daß beim raschen Bohren Sandstein, nachträglich jedoch beim Schachtteufen Schwimmsand konstatiert wurde. So wurde nahe bei Brüx (Böhmen) im Grubenfelde des Annaschachtes in Übereinstimmung mit den nachbarlichen Bohrungen ein ziemlich fester Sandstein angefahren; das nachfolgende Teufen des Schachtes wurde vorübergehend eingestellt, und plötzlich verwandelte sich dieser Sandstein in Schwimmsand, der hoch stieg. Der feine Sand war höchstwahrscheinlich an dieser Stelle durch beigemengten Ton als Bindemittel etwas zementiert, verkittet, infolge des Druckes des Wassers hinter den Schachtwänden strömte dieses dem Schachte zu, das Bindemittel war für einen längeren Widerstand zu schwach, der Sandstein löste sich in Schwimmsand auf, und der tonarme flüssige Sand strömte nach.

Im Schwimmsand ist der Durchlaßkoeffizient k sehr groß, infolgedessen werden die Senktrichter nicht weit ausgreifen, da in der Formel (7) (S. 78) $y^2 = \frac{2g}{k^2} s$, y klein wird. Tritt zum Schwimmsand noch Ton, so wird k um so größer, y um so kleiner.

Der Umstand, daß Schwimmsand bei raschem Durchbohren und Verrohren als solcher nicht erkannt, sondern für Sandstein gehalten wird, ist die Ursache der Brüxer Katastrophe, welche am 19. Juli 1895 stattfand.

Im Grubenfeld zwischen dem Bahngleis Brüx E (Fig. 28) und dem hiervon nördlich gelegenen Annaschachte wurde vom Bohrunternehmer

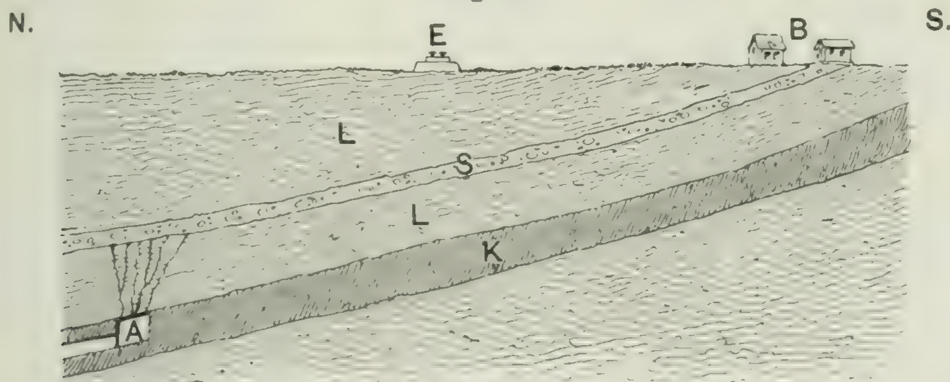
---

[1]) Bergmännische Wasserwirtschaft. Halle a. S. 1912.

in mehreren Bohrlöchern, welche zwecks Nachweisung eines eventuellen Schwimmsandvorkommens geteuft wurden, nur Letten und Sandstein im Hangenden des Braunkohlenflözes konstatiert. Dadurch beruhigt, leitete die Bergbauunternehmung in diesem Gebiete den Abbau ein, der ein Bruchbau war, d. h. der durch die Gewinnung der Kohle geschaffene größere Grubenraum (Kammer, Plan) wurde durch das Hereinbrechen des Hangenden ausgefüllt.

Der erste Plan *A* im südlichen Teile des Grubenfeldes verbrach, worauf aus dem Hangenden milchiges Wasser — ein Zeichen des Schwimmsandes — kam; die Gefahr eines großen Einbruches wurde sofort erkannt, die Mannschaft flüchtete in die höheren Strecken und konnte sich durch den Annaschacht retten; nur ein Neuling in der Grube nahm die Flucht in die tiefste Strecke und wurde ein Opfer des nun in großen Mengen hereinbrechenden Schwimmsandes, welcher das Streckennetz bis zum Annaschacht und dessen untersten Teil er-

Fig. 28.



K = Kohlenflöz, *L* = Letten, *S* = Schwimmsand, *B* = Bahnhofstraße, *E* = Eisenbahn beim Bahnhof, *A* = Abbauplan (Einbruchstelle des Schwimmsandes).

füllte. Nach kurzer Zeit bildeten sich südlich vom Bahngleis, in der Bahnhofstraße *B* von Brüx, Pingen (Erdtrichter), in welche Häuser ganz oder teilweise versanken oder Risse bekamen. Diese Trichterbildung näherte sich immer mehr der Eisenbahn, an welcher etwa 3 Stunden nach der ersten Pingenbildung ebenfalls ein großer Trichter entstand, so daß drei Gleise in der Luft schwebten.

Wie aus dem beistehenden Profil (Fig. 28) entnommen werden kann, beißt das Schwimmsandlager *S* in der Bahnhofstraße *B* aus. Als im Abbauplan *A* durch das Hereinbrechen des Hangenden der Schwimmsand sich in die Grube ergoß, mußte der Schwimmsand nachrücken und, wie in einem Gefäß mit Wasser dessen Spiegel sinkt, wenn es im unteren Teile ausfließt, so mußte der Schwimmsand zuerst beim Ausbiß in der Bahnhofstraße sinken, erzeugte dadurch direkt Hohlräume oder, bei tieferer Lage derselben, durch deren Zusammensturz Pingen. Der Schwimmsandspiegel sank immer tiefer, die Hohlräume mußten sich deshalb zur Eisenbahn *E* hin bewegen.

Der Schwimmsand kam in der Grube zuerst in der fast horizontalen Grundstrecke und dann auch in den oberen Strecken zur Ablagerung, wodurch die Einbruchstelle *A* mit Schwimmsand verlegt wurde. Dadurch war ein weiteres Ausfließen des Schwimmsandes unmöglich; die größte Gefahr war behoben, doch konnten immerhin noch vorhandene Hohlräume einstürzen, was jedoch glücklicherweise nur in ganz bescheidenem Maße der Fall war. Durch die Bruchkatastrophe haben sich die Infiltrationskanäle vermehrt und erweitert, das Grundwasser stieg wieder in dem halbzerstörten Schwimmsandlager, die Hohlräume wurden hiermit erfüllt, sogenannte Wassersäcke bildend, wodurch die Einsturzgefahr herabgedrückt wurde, falls keine neue Belastung der Höhlendecke erfolgt. Wollte man in diesem Gebiet, soweit es keine Pingen hatte, Neubauten aufführen, so mußte durch Bohrungen der Untergrund zuerst untersucht werden.

In Schneidemühl (Provinz Posen)[1]) wurde toniger Schwimmsand erbohrt, welcher infolge hydrostatischen Überdrucks des Bodenwassers zu Tage trat und wodurch 14 Häuser zerstört wurden. Wir haben es auch hier nicht mit Grundwasser in unserem Sinne, sondern mit artesisch gespanntem Bodenwasser zu tun. Das Bohrloch war ein artesischer Brunnen, dessen Wasser sehr viel feinen tonigen Sand (Korngröße kleiner als 0,2 mm) auswarf, wodurch in der Tiefe (62 m) um das Bohrloch ein Hohlraum entstand, in welchen sich das Hangende senkte, welche Bewegung sich bis zum Tag fortsetzte. Nach den Berechnungen von W. Kloss entspricht die Menge des ausgeworfenen Materials der Bodensenkung. Keilhack, welcher sich um die Kenntnis des Bodenwassers der norddeutschen Ebene viele Verdienste erwarb, wies als Fanggebiet die pommersche Seenplatte nach, so daß dem artesischen Wasser im Grunde von Schneidemühl eine Druckhöhe von 152 m entspricht. Damit wird Jentzschs Hypothese vom Hangenddruck, welche überhaupt den Tatsachen nicht entspricht, überflüssig.

Das Felswasser.

Das Felswasser füllt offene Klüfte, Spalten, kleinere und größere Höhlungen in kompakten Gesteinen oder deren lockeren Einlagerungen aus. Wie aus dieser Erklärung hervorgeht, kann gleichsam das Gefäß, welches das Wasser enthält, sehr verschieden sein, weshalb wir 1. das Spaltenwasser von 2. dem Höhlen- und 3. dem Porenwasser unterscheiden, obzwar an manchen Orten beide Typen ineinander übergehen können.

---

[1]) Jentzsch, Zeitschr. f. prakt. Geol. **1893**, S. 352; Kloss, Ebenda **1894**, S. 19; Keilhak, Prometheus **5**, 148, 1890.

1. Das Spaltenwasser.

Dieses füllt eine Spalte oder eine Anzahl von Spalten und Klüften; sie müssen bis zu Tage reichen oder mit solchen Spalten in Verbindung stehen, damit sie direkt oder indirekt mit Wasser infiltriert werden können. Selbstredend müssen die Spalten offen sein, d. h. ihre beiden Wände müssen zwischen sich einen offenen Raum lassen.

Bezüglich der Infiltration sei hier auf das im ersten Abschnitt Gesagte verwiesen.

Die Spalten können in Sedimentgesteinen sowohl Schichtungsfugen als auch Querspalten sein. In Eruptivgesteinen sind es Abkühlungsspalten (Diaklase); in beiden Gesteinsarten können tiefgreifende und meist langgestreckte Spalten als Verwerfungen auftreten, welche den einen Gebirgsteil gegen den anderen verschoben haben.

Das Infiltrationswasser füllt die Spalte bis zu dem tiefsten Punkte ihrer Ausbißlinie an; im ursprünglichen Zustande ist dieser häufig in einem Tale gelegen, falls kein anderer Abfluß vorhanden ist. Findet ein solcher statt, so ist der Spiegel im Gebirge höher gelegen und senkt sich gegen die Ausflußöffnung parabolisch; in letzterer liegt der Scheitel der Parabel.

Dies läßt ein Versuch mit zwei nahe und parallel gestellten, in Rahmen gefaßten Glasplatten sehr gut erkennen. Füllt man den Zwischenraum zwischen den beiden Platten mit Wasser und erzeugt an einer tieferen Stelle im Seiten- oder Bodenrahmen einen Ausfluß, so stellt sich die Wasseroberfläche in Parabelform, die an der Platte oder photographisch fixiert und geometrisch untersucht werden kann. Auf Grund dieser meiner Anregung führte Prof. Dr. E. Kobald in Leoben diesen Versuch aus und unterwarf die entstandene Ausflußkurve der Analyse. Er fand, daß sie vollständig einer Parabel entspricht.

Da in der Natur die Weite der Spalte nicht durchweg gleich ist, so wird die Parabel manche Änderungen erfahren und nur im großen Ganzen zu einem allgemein richtigen Bilde führen. Die Spalten durchziehen oft den Fels ohne Rücksicht auf seine petrographische Zusammensetzung; sie sind in der Regel durch äußere Kräfte, z. B. die der Gebirgsbildung, entstanden und heißen Paraklase. Andererseits sind Spalten, meist schmale Klüfte, an ein bestimmtes Gestein gebunden, die in die Nebengesteine nicht fortsetzen; sie werden Diaklase oder Schwund-, auch Kontraktionsspalten genannt. Während im ersteren Falle die Bewegung des Felswassers (hier Stockwasser) eine freie, ungebundene ist, so ist im zweiten Falle das Wasser an ein bestimmtes Gestein gebunden, wenn das Nebengestein wasserundurchlässig ist. Der Wasserkörper (Flözwasser) zeigt deshalb dieselbe Begrenzung wie sein Träger, das wasserlässige Gestein. Dieses ist

meist ein sedimentäres, ein geschichtetes, dessen Lagerungsverhältnisse in den meisten Fällen ganz gut zu erfassen sind.

Das Flözwasser hat eine große Ähnlichkeit mit dem tieferen Grundwasser (artesisches Wasser), wenn dieses nach oben hin von einem undurchlässigen Gestein begrenzt wird, und für beide gelten dieselben Gesetze; doch wird die Bewegung des Flözwassers in den meisten Fällen größerem Widerstand begegnen, als die des Grundwassers, weil die Spalten häufig fast Haarklüfte sind, in welchen die Adhäsion und Kapillarität stärker wie im Schotter, Gries und groben Sand wirkt.

In Kohlenflözen sind solche Haarklüfte — Lassen, Schlechten, Bahnen genannt — sehr häufig, weshalb sie auch, wenn sie am Tag ausbeißen, mit Wasser erfüllt sind.

2. Das Höhlenwasser.

Das Höhlenwasser bewegt sich im Kalk, Dolomit oder Gips nicht etwa durchweg in großen Höhlen, sondern auch in kleineren Hohlräumen verschiedenster Art. Es tritt insbesondere in den Karstländern, von Krain bis Griechenland reichend, auf und ist von A. Grund[1]), F. Katzer[2]), Penck[3]), N. Krebs[4]), Cvijć[5]) u. a. eingehender studiert worden. Die Ergebnisse dieser Studien sind teilweise widersprechend, insbesondere jene von Grund und Katzer.

Den Lauf des Höhlenwassers in den Karstländern charakterisiert vortrefflich Katzer[6]) mit den Worten: „Die wichtigste Eigenheit des Karstes beruht in seinen unterirdischen Gerinnen. Es sind spalten-, röhren- und grottenförmige Hohlräume von verschiedener Gestalt und Größe und mit den verschiedensten Gefällsverhältnissen, bald verworren verzweigt und seltsam miteinander verbunden, bald isoliert und voneinander unabhängig, unter- und nebeneinander in tausendfach wechselnder Weise das Gestein durchziehend.“

Eine andere Eigentümlichkeit des Höhlenwassers liegt auch in seiner Speisung; dieselbe erfolgt teils durch Klüfte, teils durch Schluckschlünde — im Karst Ponore genannt —, teils aber auch dadurch, daß größere obertägige Wasserläufe sich in Höhlen ergießen.

Vergegenwärtigt man sich das von Katzer so plastisch geschilderte Höhlen- und Kluftsystem und denkt sich dasselbe mit Infiltrationswasser gefüllt, so kann der Verlauf des Höhlenwassers sehr verschieden sein. Ist der offenste, aus Grotten und mächtigeren Schläuchen gebildete Wasserweg in diesem System am tiefsten gelegen, so wirkt er wie ein unterirdischer Fluß- oder Bachlauf, dem die höher gelegenen Kanäle ihr Wasser mit steilerem Gefälle zusenden. Wird es in diesem

---

[1]) Karsthydrographie, Pencks geogr. Abh. 7, 3. Heft, 1903. — [2]) Karst und Karsthydrographie, Zur Kunde der Balkanländer, 8. Heft, 1909. — [3]) Vorträge zur Verbreitung naturw. Kenntnisse, Wien 1904. — [4]) Pencks geogr. Abh. 9, 2. Heft, 1907. — [5]) Morphol. u. glaziale Studien aus Bosnien usw. 2. — [6]) l. c. S. 54.

Hauptgerinne rasch abgeführt, so herrscht in den Wasserläufen keine allgemeine Spannung, sie sind nur von der Gravitation beeinflußt. Fehlt jedoch ein solches mächtiges Hauptgerinne oder liegt es nicht tiefer, sondern höher oder in gleicher Höhe[1]) mit den übrigen Wasserwegen, so ändert sich das hydrologische Bild wesentlich. Das Wasser wird nicht einer großen Rinne zufließen, sondern sich gleichmäßig durch das ganze Höhlensystem verbreiten, und der Wasserspiegel wird dem des Grundwassers ähnlich (Schichtgerinne).

Ein Beispiel der letzteren Art bietet die Umgebung von Pola (Istrien); daselbst wurden auf Anregung Höfers die Brunnenspiegel nivellistisch verbunden und deren Schwankungen beobachtet; auf diese Weise wurden vom k. und k. Marine- Land- und Wasserbauamt in Pola für die Zeit vom 28. März 1895 bis zum 26. Juli 1899 zehn Hydrohypsenkarten hergestellt, aus welchen entnommen werden konnte, daß der Spiegel des Höhlenwassers ein ziemlich gleichmäßiges, einheitliches Gefälle besitzt und ebenso gleichförmig schwankt wie der des Grundwassers.

Erstreckt sich das tiefer liegende Hauptgerinne abwärts bis zu Tage, so wird es bei entsprechender Speisung mit einer mächtigen Quelle enden, die öfter sofort einen beträchtlichen Bach speist; solche Höhlenquellen heißt man Vauclusequellen, da jene in Vaucluse (Südfrankreich, bei Avignon) zuerst allgemein bekannt wurden. Das Hauptgerinne dieser Quellen wird häufig durch versinkende Bäche und Flüsse gespeist, was jedoch zur Bildung von Vauclusen nicht unbedingt notwendig ist. So versinkt am Krainer Karst die nordwärts fließende Reka bei dem bekannten Adelsberg in Höhlen, fließt 4 km bis Planina unterirdisch, tritt dort, Poik genannt, wieder zu Tage, versinkt dann neuerdings und kommt nach 8 km bei Oberlaibach wieder zum Vorschein. Einige andere Beispiele dieser Art werden bei den Höhlenquellen erwähnt werden.

Dort, wo der Spiel des Höhlenwassers ähnlich wie der des Grundwassers schwankt, lassen sich nach A. Grund gewisse Erscheinungen, welche bereits im Abschnitt „Grundwasser" besprochen wurden, ungezwungen erklären; so z. B. das Auftreten von Seen infolge des Steigens des Grundwassers bis zur Oberfläche (S. 69), wodurch Hohlformen, in den Karstländern Poljen oder Dolinen genannt, von unten oder seitlich mit Wasser ausgefüllt werden.

In manchen inundierten Poljen kann man jedoch nach Katzer[2]) beobachten, daß ein Ponor (schlauchartige Höhle bis zu Tage) das Wasser schluckt, was sich am Wasserspiegel durch einen gewaltigen Wirbel bemerkbar macht. In einem solchen Falle ist die voranstehende Erklärung Grunds hinsichtlich der Bildung der Poljenseen nicht zulässig.

[1]) Gewisse Bänke des Kalkes sind gegen das Wasser weniger widerstandsfähig, weshalb sich in diesen die Höhlen aller Art entwickeln; dadurch sind diese gleichsam schichtenförmig verbreitet. — [2]) Karst und Karsthydrographie, S. 52.

Katzer erklärt diese Erscheinung mit „der Wirksamkeit wasserführender Karstgerinne und aus dem Mißverhältnis zwischen Zufluß und Abfluß des Wassers im Polje“.

Ebenso wie auf S. 70 erklärt Grund auch das Auftreten und Verschwinden mancher Karstbäche durch das Schwanken des seicht liegenden Höhlenwasserspiegels.

Der in einer Höhle, in Schluckschlünden (Ponore) oder in Spalten verschwindende Fluß kann anfänglich einem Höhlenstrang folgen; dieser kann, wie so oft, unterirdische Seen und Kaskaden bilden; er kann sich aber auch verengen, gabeln, zu Röhren und Klüften umformen, wodurch die Wirkung des Hauptkanals verwischt wird und das Wasser nicht mehr als Vaucluse austreten kann, sondern mehrere geringer mächtige Quellen speist.

Katzer[1]) zeichnet auch mehrere Höhlenwasserhorizonte (Stockwerke) übereinander, wodurch verschiedene Probleme auf einfache Weise befriedigend erklärt werden können. Dies dürfte damit zusammenhängen, daß die verschiedenen Bänke des Kalkes in verschiedenem Maße zur Höhlenbildung geneigt sind, so der dichte, mineralisch reine oder bituminöse Kalk ganz besonders. Es bilden sich dann vorwiegend Schichtgerinne, welche mit dem Grundwasser eine viel größere Ähnlichkeit haben, als die Spaltengerinne.

3. Das Porenwasser.

Kleine Hohlräume werden in der Hydrogeologie gewöhnlich Poren genannt, wie dies bereits früher (S. 26) erläutert wurde. Es gibt nun verschiedene porenreiche Gesteine, wie z. B. Sandstein, Konglomerat, vulkanische Tuffe u. a., welche in ihren Poren eine Wasserzirkulation gestatten. In feste Gesteine können auch wenig oder gar nicht zementierte klastische Gesteine (Sand, Schotter) eingebettet sein, welche ebenfalls unterirdische Wasserwege bilden. Es werden hier ähnliche Verhältnisse auftreten, wie sie beim Grundwasser bereits erläutert wurden.

Quellen.

Der Austritt des Boden- oder Schmelzwassers an die Erdoberfläche wird eine Quelle genannt; sie liegt im Schnittpunkt des Bodenwasserspiegels mit der Tagesoberfläche.

Wir können die Quellen je nach der Herkunft ihres Wassers mit E. Sueß in juvenile und vadose teilen; erstere beziehen das Wasser aus dem feurigflüssigen Magma, letztere aus den meteorischen Nieder-

[1]) Karst und Karsthydrographie, S. 80, Fig. 28.

schlägen. Hier haben wir es vorwiegend mit den vadosen Quellen, welche weitaus die häufigsten sind, zu tun.

Von den vadosen Quellen sind die Gletscherquellen als eine selbständige Art abzutrennen. Das Schmelzwasser bildet bei Gletschern oft mächtige Quellen, während es bei Schneemassen, wie diese selbst, nur vorübergehend auftritt und deshalb keine weitere Bedeutung beanspruchen kann. Die Gletscher schmelzen unterhalb der Firnlinie ab, das Wasser versickert durch die Spalten des Gletschers bis zu dessen Boden, woselbst es auf der wasserundurchlässigen Grundmoräne talwärts fließt und am Gletscherfuße oft in einer Gletschertor genannten Höhlung zutage tritt, die

Gletscherquelle

bildend. Das Wasser führt von der Grundmoräne schlammiges Gereibsel mit, ist davon weiß gefärbt, weshalb es Gletschermilch genannt wird. Die Gletscherquelle ist besonders im Sommer der Ursprung mancher beträchtlicher Bäche, deren Wasser oft auf mehrere Kilometer Entfernung die weiße Trübung zeigt. Das Abschmelzen des Gletschers hängt von der Tagestemperatur ab, weshalb die Gletscherquellen in ihrer Ergiebigkeit, die im Sommer auch noch vom Regen beeinflußt wird, sehr schwanken.

In den Alpen ist die oberste Grenze der Quellen etwa bei 3000 m Seehöhe gelegen.

Wegen des großen Schlammgehaltes, der sich nur schwer entfernen läßt, werden die Gletscherquellen als Genußwasser nicht benutzt, sind jedoch oft die Quellen größerer, wenn auch sehr veränderlicher, roher Energien.

Die Quellen, welche durch das Bodenwasser gespeist werden, können in abfallende und aufsteigende eingeteilt werden, je nachdem das Wasser im Boden von der Infiltrations- oder Ursprungsstelle bis zur Quelle vorwiegend abwärts fließt, oder ob das anfangs abwärts fließende Wasser eine größere Tiefe erreicht und dann zur Quelle aufsteigt.

I. Die abfallenden Quellen.

Wie erwähnt, fließt bei ihnen das Bodenwasser infolge seiner Schwere bis zur Quelle vorwiegend nach abwärts; es pflegt deshalb in vielen Fällen in keine große Tiefe einzudringen, wird deshalb von der Erdwärme nicht oder nicht wesentlich beeinflußt, weshalb die Temperatur dieser Quellen annähernd der mittleren Lufttemperatur entspricht und deren Schwankungen in abgeschwächtem Maße mitmacht. Letztere sind um so fühlbarer, je weniger tief das Bodenwasser in die Erdkruste eindringt.

Das Bodenwasser der abfallenden Quellen steht entweder gar nicht oder nur vorübergehend unter Druck; es kommt während seines Laufes,

der nach den Linien des geringsten Widerstandes erfolgt, mit der Luft in Berührung.

Man unterscheidet die absteigenden Quellen in:

a) Grundwasserquellen,
b) Gipfelquellen,
c) Schichtquellen und
d) Höhlenquellen.

Hierher gehören, was Bewegungsrichtung anbelangt, auch die Gletscherquellen.

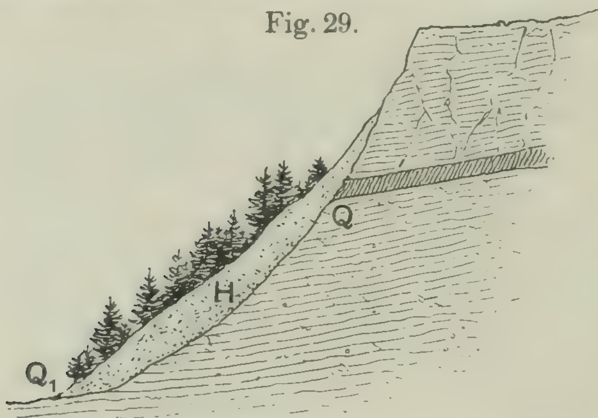
a) Grundwasserquellen.

Der Grundwasserstrom tritt an seiner tiefsten Stelle zu Tage, da er hier durch ein wasserundurchlässiges Gestein, das ganz oder sehr nahe bis zu Tage reicht, zum Austritt gezwungen ist; er bildet eine Quelle (S. 52); diese kann auch dadurch entstehen, daß der Grundwasserstrom durch eine natürliche oder künstliche Vertiefung angeschnitten wird. Je mächtiger der Strom ist, je weniger Austrittsstellen vorhanden und je tiefer sie gelegen sind, um so mächtiger wird die Quelle sein.

Da das Grundwasser früher besprochen wurde, bedürfen seine Quellen keiner weiteren Erläuterung.

Zu den Grundwasserquellen gehören auch die Schuttquellen, welche am Fuße der Schutthalden und Bergstürze auftreten. Diese ziehen sich als Gesteinsschutt auf festem, meist steilem und von eingesickertem Schlamm bedecktem Felsboden im Gehänge eines Berges hinan. Die direkt darauf fallenden Niederschläge, sowie die vom darüber liegenden Berge abfließenden versickern in dem lockeren Schutt in der Regel gänzlich. Das Bodenwasser fließt am festen Fels ab, der gewöhnlich unten im Tal zu Tage tritt, und mit ihm das Wasser als Quelle. Je steiler der Schuttboden, desto rascher ist auch der Abfluß des Bodenwassers, weshalb nur wenige Wassereserven sich bilden können; deshalb verschwinden die Schuttquellen sehr häufig, sie sind sogenannte Hungerbrunnen. Das Wasser der Schuttquellen ist wegen der im Schutt stattfindenden großen Verdunstung außergewöhnlich kühl.

Fig. 29.



Wollte man eine solche Quelle fassen, so müßte dies bei ihrem Austritt geschehen. Ist jedoch die Schuttquelle in ihrer Ergiebigkeit anhaltend, so wird sie innerhalb der Schutthalde, besonders bei kleineren, von einer anderen, höher liegenden Quelle gespeist, deren unterirdischen Austritt manchmal die Vegetation oder feuchte Flecke verraten. Ein

solcher Fall ist in Fig. 29 dargestellt, in welcher die Schichtquelle Q die Schuttquelle Q_1 speist.

Mit diesen Schuttquellen haben jene in den Gehängemooren (Fig. 30) eine große Ähnlichkeit, weil auch sie nicht ausschließlich von direkten Niederschlägen gespeist werden, sondern ihr Wasser von einer Quelle empfangen, die nun das Moor verdeckt und welche die Ursache der Bildung des letzteren war und ist. Die verdeckte Quelle wird nahe am Oberrand des Moores zu suchen und eventuell zu fassen sein, da das Wasser aufwärts nur bis zu einer geringen Höhe durch die Kapillarität der Moose steigen kann.

Ganz ähnlich diesen Moorquellen sind die Kalktuffquellen. Manche Quellen scheiden Kalk in zelliger Form (Kalktuff) aus, welcher

Fig. 30.

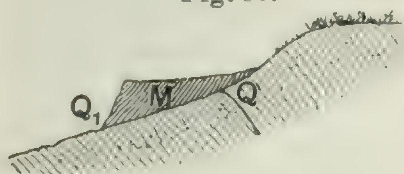
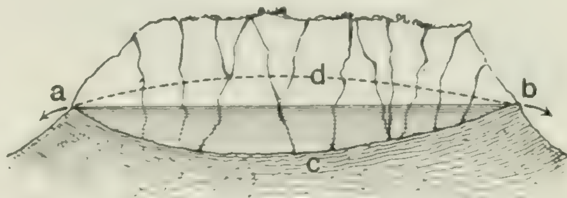


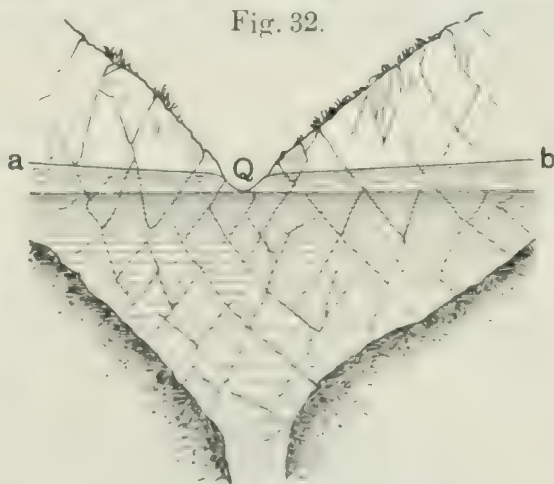
Fig. 31.



mit der Zeit den Wasseraustritt mehr oder weniger überdeckt. Ist eine solche Quelle in einem Gehänge gelegen, so wird die Ähnlichkeit mit jenen Moorquellen noch größer, um so mehr, da ja die Kalkabscheidung oft durch eine Moos- oder dergleichen Vegetation unterstützt wird.

In der Literatur ist auch die Bezeichnung Überfallsquelle eingeführt; sie ist eine absteigende Quelle, welche dadurch gekennzeichnet ist, daß sich Bodenwasser gleichsam in einem Sack (Stau) als Grund- oder als Felswasser ansammelt, bis der Spiegel die Tagesoberfläche erreicht und ein Mehrzufluß von Wasser einen Ausfluß, eine Quelle, bedingt. Dieses ist das Kennzeichnende, während die Art der Wasseransammlung, des Staues, und des Wasserzuflusses, den Strom bedingend, ganz verschiedene Typen zeigt; doch ist immer eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Grundwasser und seinen Quellen vorhanden, wenn es sich auch um Felswasser handelt.

Fig. 32.



Die Grundwasserquellen sind Überfallsquellen; gewöhnlich stellt man diesen Typus in Fig. 31 dar. In der Mulde acb hat sich Bodenwasser angesammelt; liegen a und b in gleicher Höhe, so wird infolge eines Wasserzuflusses aus dem Hangenden, gleichgültig, ob dies lockerer

Schotter oder ein wasserlässiges festeres Gestein ist, eine Erhöhung des Spiegels *ab* eintreten und Wasser bei *a* und bei *b* als Quellen ausfließen.

Der Wasserspiegel wird wegen der Bewegungswiderstände die Lage *adb* annehmen.

Ein anderer Fall sei an einem Stock eines Eruptivgesteins erläutert, welcher in wasserdichte Gesteine sackförmig eingebettet ist. Der Sack, gleichsam die Wurzel des Eruptivstocks, füllt sich mit Wasser, bis es die Talsohle bei *Q* (Fig. 32) erreicht. Die neuerliche Infiltration wird den Wasserspiegel bis *a* und *b* erhöhen, infolgedessen ein Wasserauslauf, eine Quelle, am tiefsten Punkt der Oberfläche bei *Q* erfolgen wird.

Fig. 33.

Ein anderes Beispiel einer Überlaufsquelle ist in Fig. 33 erläutert. *a* und *b* sind wasserdichte Schichten, *b* z. B. ein Lehmlager, und *c* ist ein wasserlassendes Gestein, welches in der Tiefe irgendwie derart abgeschlossen ist, daß es gar keinen oder keinen genügenden Wasserabfluß hat, infolgedessen das Wasser sich gleichsam in einem Sack aufstaut, bis es den Oberrand von *b* erreicht und als Quelle *Q* zum Vorschein kommt.

Wenn der Ausbiß von *a* tiefer liegen würde als der Oberrand von *b*, so würde selbstredend die Quelle bei jenem Ausbiß erscheinen.

Ein ähnliches Beispiel, daß auch eine Schichtquelle ausnahmsweise eine Überfallsquelle sein kann, wird später (S. 95) erläutert werden.

b) Die Gipfelquellen (Fig. 34)

sind mit den Schuttquellen in mancher Hinsicht verwandt. Die Gesteinsmassen der Gipfel unserer Berge, besonders des Hochgebirges, sind meist infolge der Frostwirkung sehr zerklüftet; diese Klüfte reichen bis zu einer gewissen Tiefe, in welcher das Gestein homogen und deshalb weniger wasserlässig wird; überdies haben sich in dieser Tiefe Kleinschutt und Verwitterungsprodukte angesammelt, welche die Spalten verstopfen.

Fig. 34.



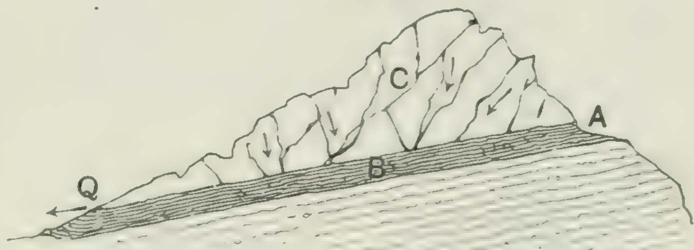
Das aus den Niederschlägen und der Kondensation des Nebels stammende Wasser sickert in den Klüften ein, staut sich an dem homogeneren Gestein und fließt auf einer dieser Grenze entsprechenden tiefsten Kluft aus, die Gipfelquelle bildend. Die Ergiebigkeit derselben ist je nach der Speisung sehr schwankend; auch sie sind

manchmal Hungerbrunnen; im Hochgebirge sind sie jedoch durch die Speisung mittels Nebel selbst in trockenen Sommern manchmal sehr beständig, wenn auch wenig ergiebig, wenn das Fanggebiet klein ist (siehe S. 49).

c) Die Schichtquellen.

Dieser Typus ist in der Natur häufig und in mannigfaltigen Abarten vertreten. Ihre Eigentümlichkeit besteht darin, daß ein wasserlässiges Gestein *C* (Fig. 35) von einem undurchlässigen oder schlechter durchlässigen Gestein *A* unterlagert ist; an der Scheide der beiden wird sich das Bodenwasser ansammeln und nach dem Gefälle der undurchlässigen Schicht, beeinflußt von den Linien des geringsten Bewegungswiderstandes, abfließen und in der Regel am tiefsten Punkte der Ausbißlinie als Quelle *Q* zu Tage treten. Eine weiter geöffnete Schichtfuge kann die gleiche Wirkung wie ein wasserdichtes Gestein haben.

Fig. 35.



Man hat diese Quellen auch Kontaktquellen genannt, da sie am Kontakt (Steinscheide) zweier verschiedener Gesteine auftreten; doch gehören in diese Gruppe nicht bloß die Schichtquellen allein.

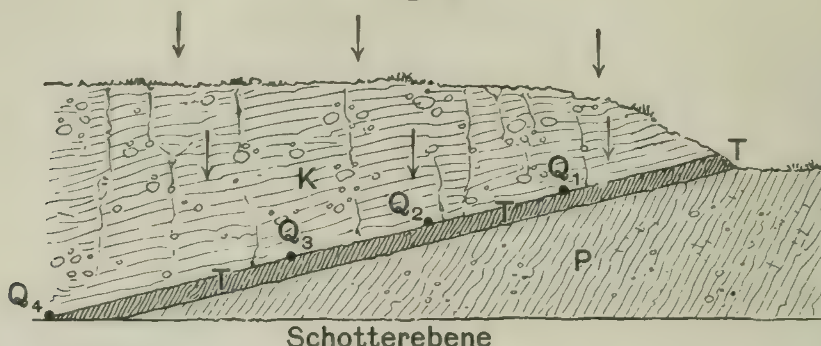
In den Kalkalpen treten reiche Schichtquellen häufig in der Nähe des Werfener Schiefers, eines meist rot oder grün gefärbten Sandsteinschiefers mit tonigem Bindemittel, auf, welcher von Kalk und Dolomit überlagert wird.

Die mächtigen Quellen des Höllentals usw., auf welche E. Sueß die erste große, so segensreiche Wiener Wasserleitung basierte, gehören hierher. Auch die mergeligen Raibler Schichten und ihre Äquivalente bedingen in den Kalkalpen häufig Quellen. Es sei hier ein beachtenswerter Zusammenhang erwähnt. In Kärnten haben die alten Schürfer auf Bleierze insbesondere jene Gebiete im Kalkgebirge genau untersucht, wo Quellen auftreten; sie hatten wiederholt Erfolg, da die Blei- und Zinkerze an die Nähe der wasserundurchlässigen Raibler Schichten gebunden sind, welche sich als Quellen offensichtlich verraten.

In der germanischen Triasprovinz liegen die Quellenhorizonte entweder an der Grenze des Muschelkalkes mit dem Röt oder an jener des Buntsandsteins mit dem Rötelschiefer oder wie im Schwarzwald und in den Vogesen mit Granit und kristallinen Schiefern, in der böhmisch-sächsischen Schweiz an der Scheide des Quadersandsteins mit dem mergeligen Pläner. Im Jura bedingen die tonigen Horizonte die Schichtquellen.

Längs des Ausbisses eines wasserdichten Schichtgesteins treten oft mehrere Quellen auf, deren Ergiebigkeit mit der tieferen Lage zunimmt. So z. B. in der Sattnitz südlich von Klagenfurt, woselbst sich ein langer Konglomeratzug (*K*, Fig. 36) von Westen nach Osten erstreckt,

Fig. 36.



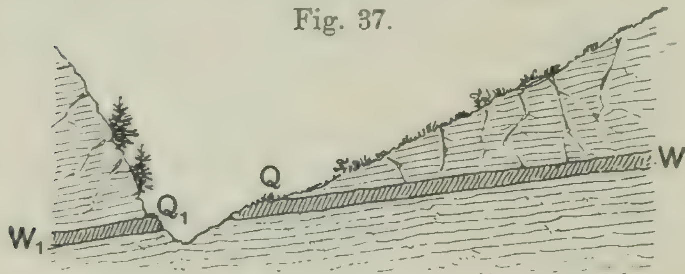
der von einem oder mehreren Tonlagern *T* unterteuft ist, die auf Phyllit *P* ruhen. Längs des Ausbisses waren mehrere Quellen Q_1 bis Q_4, die jedoch mehr oder weniger verschwanden, als bei Q_4 ein Stollen längs der Scheide des Konglomerats und des Tones vorgetrieben wurde, welcher einen raschen und reichen Abfluß des sich dort stauenden Bodenwassers gestattete.

Man wird immer bestrebt sein, die tiefste Quelle eines Bodenwasserregimes zu fassen, da dieser das größte Fanggebiet entspricht, also die größte Ergiebigkeit erwarten läßt.

Die Schichtquellen sind um so ergiebiger und die Ergiebigkeit unterliegt weniger Schwankungen, je flacher die Steinscheide liegt; denn dadurch wird das Fanggebiet größer und der Ablauf findet langsamer, somit in einem größeren Zeitraum gleichmäßiger statt.

Die Ergiebigkeit der Schichtquellen wird eben auf die genannte Weise erhöht; man treibt an der wasserführenden Gesteinsscheide, also am Hangenden der wasserdichten Schicht, einen Stollen oder Querschlag, wodurch der Wasseraustritt nicht an einer einzigen Stelle, sondern längs einer Linie erfolgt; es werden dadurch mehr Wasserfäden abgefangen.

Fig. 37.



Der Bau der Schichtgesteine ist naturgemäß für die Verteilung der Quellen von größtem Einfluß; wir können folgende Fälle unterscheiden.

a) Wenn in einem Tal die Schichten auf beiden Gehängen nach gleicher Richtung fallen (Isoklinaltal, Fig. 37), so werden die Quellen *Q* in den meisten Fällen nur in jenem Gehänge auftreten, in welchem die Schichten dem Tale zufallen (in der Figur rechts), während das andere Gehänge quellenfrei ist, da hier das Infiltrationswasser auf der

wasserdichten Schicht W_1 in den Berg fließt und die direkten Niederschläge in den Schichtfugen und Spalten verschwinden. Dies äußert sich auch in der Vegetation, die das Gehänge mit den Quellen bedeckt, während das andere kahl oder nur bewaldet ist, wenige oder gar keine Ansiedelungen hat. Dies ist jedoch auch dadurch mitbedingt, daß das Gehänge mit den dem Tal zufallenden Schichten flacher, das mit den abfallenden meist steiler ist.

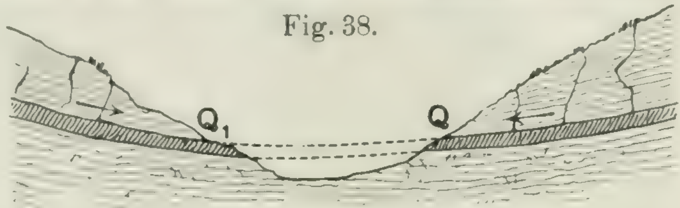
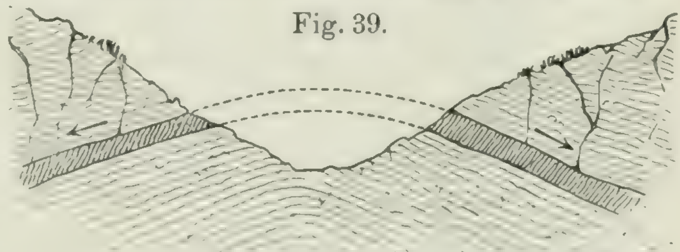


Fig. 38.

Eine Quelle kann in dem Gehänge, in welchem die Schichten vom Tal abfallen (links in Fig. 37) auftreten, wenn das Bodenwasser tiefer nirgends einen Ausfluß fände. Es würde sich das Bodenwasser oberhalb der wasserdichten Schicht ansammeln, bis es den Ausbiß Q_1 im Tal erreicht; es würde sich ein Wassersack bilden. Würde eine neuerliche Infiltration stattfinden, so müßte der Wassersack bei Q_1 überfließen; es bildet sich eine sogenannte Überfallquelle. Die Entstehung derselben ist also eine vollständig andere, wie die der abfallenden Quellen im anderen Talgehänge. Diese werden eine gleichmäßigere Ergiebigkeit als jene aufweisen. Die Ergiebigkeit wird von der Größe, Lage und Durchlässigkeit des Fanggebietes abhängen.


Fig. 39.

b) Fallen die Schichten in den beiden Gehängen dem Tale zu (Synklinaltal, Fig. 38), so sind die hydrologischen Verhältnisse auf beiden Seiten gleich oder wenigstens ähnlich. Es können deshalb die Quellen an beiden Talseiten auftreten.

c) Fallen jedoch in beiden Gehängen die Schichten vom Tale weg (Antiklinaltal, Fig. 39), so sieht es mit den Quellen sehr ärmlich aus, da das Bodenwasser rechts und links vom Tale abgeleitet wird. Eine Quelle könnte nur als Überfallquelle entstehen in derselben Weise, wie dies im Falle a) erläutert wurde.

Diese drei Fälle entsprechen den meisten Möglichkeiten in der Natur bezüglich der Schichtenquellen; durch Verwerfungen können diese Typen Komplikationen erfahren, welche der Geologe an der Hand der Erläuterungen über die Spaltquellen meist leicht entwirren wird.

Die Temperatur der Schichtquellen ist sehr verschieden und hängt von mehreren Faktoren ab, wie dies später erläutert werden wird.

d) Höhlenquellen.

Die Eigentümlichkeiten des Höhlenwassers wurden früher besprochen. Tritt die Höhle an ihrem unteren Ende direkt in das Freie oder ziehen

sich von dieser eine oder mehre Klüfte zutage, so tritt auch das Wasser als Quelle (Höhlenquelle) an die Oberfläche der Erdkruste.

Aus dem Höhlenmund treten im Kalkgebirge manchmal sehr mächtige, stetig fließende Quellen, ja starke Bäche aus, welche sofort Mühlen treiben, wie z. B. die Quelle der Sorgue bei Avignon im Vaucluse (Südfrankreich), weshalb man diese perennierenden starken Höhlenquellen, wie bereits erwähnt, auch Vauclusequellen nennt. Die genannte liefert in den Monaten des Frühjahres 30 bis 60, im Sommer und Herbst 8 bis 10 m^3 in der Sekunde Wasser. Die Reka (Krainer Karst) verschwindet in einer Höhle und kommt viel tiefer bei Duino als Timano zu Tage. — Eine der Donauquellen im Schwarzwalde Badens verschwindet im kluftreichen Malmkalk und erscheint nach 11 km als Aachquelle, die dem Rhein tributär ist; dies wurde durch Färbung des Donauwassers mittels Fluoreszins bewiesen. Am Fuße der Rauhen Alb in Württemberg tritt eine ganze Reihe von Vauclusequellen auf, wovon die ergiebigste, der Blautopf, im Mittel 1300 Liter-Sek. gibt. Im bosnisch-kroatischen Karst sind mächtige Vauclusequellen häufiger (Una, Sanica, Sana, Ribnik, Pliva, Rama, Suica, Bistrica, Krupa, Cetina u. a. m.).

Der wiederholt in der Literatur erwähnte Zusammenhang zwischen dem Königssee (Bayern) und dem Gollinger Wasserfall besteht nicht, wie dies E. Fugger[1]) bewies. Die Schwarzenbachquelle (Gollinger Fall) ist eine Vauclusequelle des wildzerrissenen Kalkmassivs des Gölls, womit auch die relativ niedere Temperatur (5,3 bis 5,6°) der in 579 m Seehöhe liegenden Schwarzenbachquelle übereinstimmt.

Auch der Fürstenbrunn (5,0 bis 6,0° C) in 590 m Seehöhe bei Salzburg ist eine mächtige Vauclusequelle des Untersberger Kalkgebirges. Das Wasser dieser beiden Salzburger Vauclusequellen ist vorwiegend Schmelzwasser des Schnees, wie dies von dem Fürstenbrunn überzeugend durch den Vergleich der Ergiebigkeit mit den Niederschlägen von Fugger nachgewiesen wurde. Das dieser Quelle entsprechende Höhlensystem berechnet er auf 600 000 m^3.

Wasseraustritte finden im Karstgebiet auch submarin statt; solche Stellen sind an den Küsten Istriens, Kroatiens, Dalmatiens usf. viele bekannt. Der großartigste ist wohl jener der Hauptbruchzone im Quarnero (östlich von Istrien), welcher sich auf weite Erstreckung, etwa bis zur Hälfte der Strecke Porer—Ancona[2]) nach Süden zieht. Der submarine kältere Süßwasserzufluß ist derart mächtig, daß er auf weithin das Meerwasser derart brackisch macht, daß sich dort eine eigentümliche Krebsgattung einstellt, welche im Meere auch bei der Mündung von Quellen aufzutreten pflegt, was den Fischern längst bekannt ist und von ihnen ausgenutzt wird. Hierfür, daß Hauptgerinne des Höhlenwassers auch submarin münden, gibt die dalma-

---

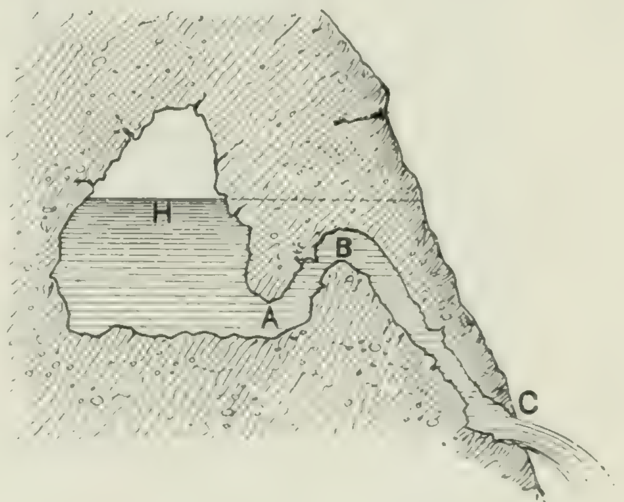
[1]) „Über Quellentemperaturen", S. 73, Salzburg 1882. — [2]) G. Stache, „Wasserversorgung von Pola", S. 8, Wien 1889.

tinische Küste mehrfache Beispiele, wovon Katzer[1]) folgende erwähnt. Bei Kap St. Martin bricht 700 m unter dem Meeresspiegel eine Süßwasserquelle hervor; am Grunde des Meerbusens von Slano steigen trübe Wassersäulen auf, nachdem das Popovo polje überschwemmt ist.

Manchmal ist eine Höhle nur ein Reservoir für das Infiltrationswasser; durch eine schmale Kluft findet es den Abfluß bis zu Tage, eine Höhlenquelle bildend, welche eine ziemlich gleich bleibende, geringe Ergiebigkeit hat. Mir ist ein Fall bekannt, daß ein Hydrotekt die Wasserversorgung einer kleinen Stadt dadurch lösen wollte, daß er mit einem Stollen der Wasserader jener Quelle nachging und die Höhle anschlug, wobei große Wassermengen dem Stollen entströmten. Großer Jubel! Nach einigen Tagen war der Wasservorrat der Höhle erschöpft und die alte Quelle versiegt. Entrüstung!

In den Kalkgebirgen begegnet man hier und da z. B. in den Karstländern, auch im Schwäbischen Jura, Graubünden usw., intermittierenden und periodischen Quellen, welche nur zeitweise Wasser geben und auf Heberwirkung beruhen. Sei *H* (Fig. 40) ein Höhle im Vertikalschnitt, von welcher ein schlauchartiger Kanal *ABC* bei *C* ins Freie führt. Dieses System von Hohlräumen bildet einen Heber, in welchem das Wasser so lange ausfließen wird, bis in *H* der Wasserspiegel das innere Heberende bei *A* erreicht; damit versiegt die Quelle bei *C*. Bekommt *H* neuerdings Zufluß von Wasser, so steigt dies in *H* über *A*, und das Wasser wird bei *C* so lange ausfließen, bis bei *A* wieder das Gleichgewicht hergestellt ist. Die Pausen, innerhalb welchen solche Quellen fließen, hängen selbstredend von der Häufigkeit und Menge des Wasserzuflusses in der Höhle *H*, also von deren Speisung ab, weshalb die Intervalle in Regenzeiten kürzer als in trockenen sind. Man konnte manchmal, z. B. bei der Dagadóquelle (Ungarn) beobachten, daß die Ergüsse in paarweisen Zyklen stattfinden; die genannte Quelle hat die häufigsten Eruptionen zu Beginn des Sommers, die jedoch gegen den Herbst allmählich seltener werden und gegen den Winter verschwinden.

Fig. 40.



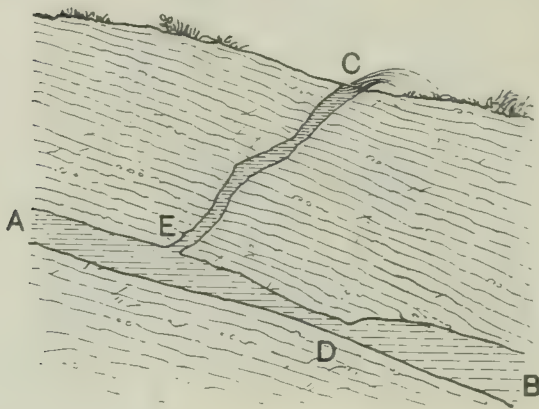
Während die jetzt besprochenen intermittierenden Quellen in verhältnismäßig kurzen Zeiträumen „speien", dieses Wechselspiel jedoch fast durch das ganze Jahr zeigen, so gibt es eine andere Art der intermittierenden Quellen, welche durch einen längeren Zeitraum — mehrere

[1]) Karst und Karsthydrographie, 79.

Tage und Wochen — fließen, um danach wieder während einer längeren Zeit versiegt zu sein. Dies ist durch die Schwankungen des Höhlenwasserspiegels bedingt. Erreicht er in seinem Hochstand eine Ausflußöffnung, so erscheint dort eine Quelle, die so lange fließt, als der Hochstand anhält. Sinkt der Spiegel unter die Ausflußöffnung, so muß die Quelle versiegen. Würde man, wie beim Grundwasser, den Felswasserstrom möglichst tief anfahren, so würde man damit eine perennierende Quelle erschließen. A. Grund[1]) hat auf die Entstehungsweise dieser periodischen Quellen, wie ich sie zu heißen vorschlage, hingewiesen.

Auch die sogenannten Stauquellen (Estavelles) gehören hierher, da sie von dem Steigen und Fallen des Höhlenwassers bedingt sind, obzwar hier auch noch der artesische Druck mitspielt; es sind das somit periodische artesische Höhlenquellen, in welchen der abfallende Schenkel eine Höhle, meist ein Schlauch oder eine wenig mächtige, der Breite nach ausgedehntere Öffnung *AB* (Fig. 41) ist, in welche ein Schlund (Ponor) *CE* von Tage her mündet. *AB* hat wechselnde Mächtigkeiten, und an einer Stelle ist der Querschnitt *D* so groß, daß er die normale oder die minimale Wassermenge gerade durchläßt, daß diese also den ganzen Querschnitt erfüllt. Hierbei wird in *EC* das Wasser, dem hydrostatischen Druck der Infiltration entsprechend, hoch stehen, doch nicht den Mund *C* des Schlundes erreichen, so daß in denselben Wasser versickern kann, weshalb es in diesem Zustande Saugloch genannt wird. Steigt die zufließende Wassermenge, so wird sich der Zuwachs oberhalb von *D* stauen, wodurch auch der Wasserstand in *EC* steigt, bis in *C* plötzlich eine Quelle erscheint — es ist *C* nun ein Speiloch —, die wieder verschwindet, wenn der Wasserzufluß infolge geringerer Infiltration abnimmt; diese Quellen sind also auch periodische.

Fig. 41.



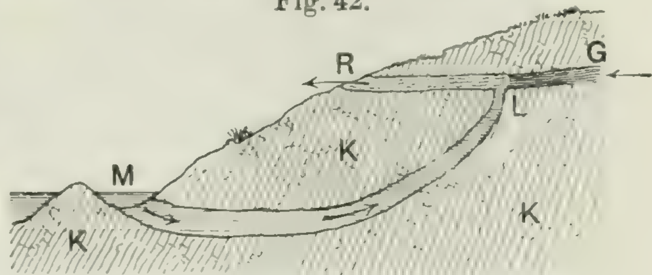
Die sogenannten Meermühlen sind ebenfalls eine Eigentümlichkeit des Karstgebietes. Man kann nämlich an der Küste beobachten, daß das Meerwasser in das zerklüftete Gestein des Ufers hineinstürzt und am Ufer nicht wieder zum Vorschein kommt. Am bekanntesten sind die Meermühlen bei Argostoli, der Hauptstadt von Kephalonia (Ionische Insel), woselbst täglich 58 300 m³ Meerwasser in einer sich abzweigenden Rinne verschwinden und Mühlen betreiben.

[1]) loc. cit. S. 179.

Wiebel hat dies mittels eines negativen Druckes erklärt. Er setzt voraus, daß über dem Meeresniveau ursprünglich ein Kanal *G R* (Fig. 42) mit Süßwasser ausmündete; steht dieser mittels eines zweiten Kanals *L M* mit der Meermühle *M* in Verbindung, so wird der Wasserstrom in *G R* um so mehr saugend wirken, je größer seine Geschwindigkeit und der dadurch bedingte negative Druck ist; das Meerwasser wird bei *L* emporgesaugt, mischt sich hier mit dem von *G* kommenden Süßwasser, und die Quelle bei *R* liefert Brackwasser. In der Tat sind auf der Insel Brackwasserquellen.

S. Günther[1]) ergänzt diese Hypothese noch dadurch, daß er einen Sprungkegel mitwirken läßt. Darunter versteht man folgende Erscheinung: „Sowie eine in aufsteigender Bewegung befindliche Flüssigkeitsmasse gezwungen wird, in einen Hohlraum von weit geringerer Öffnung einzutreten, steigt sie in diesem weit höher an, als sie ohne diesen Zwischenfall angestiegen wäre. Da also, wo das Wasser des Meeres gewaltsam in enge Felsenschluchten hineingepreßt wird, macht sich der Sprungkegel geltend."

Fig. 42.



Die bisher vorliegenden Untersuchungen und Messungen reichen nicht aus, um die gegebenen Erklärungen der Meermühlen als abgeschlossen erklären zu können.

Es sei noch bemerkt, daß A. Grund die Quellen des Karstes zweiteilt, und zwar in periodische, die er Karstquellen nennt, und in die perennierenden Vauclusequellen. Diese letzteren zapfen das Höhlenwasserregime an der tiefsten Stelle an und bringen deshalb das Wasser zum stetigen Austritt; die Ergiebigkeit wird selbstredend mit der Speisung schwanken. Seine Anschauung, daß die Vauclusequellen nur in geringem Maße von Bach- und Flußwasser gespeist werden, trifft wenigstens für die Quelle in Vaucluse nicht zu. Dort geriet in einiger Entfernung eine Absinthfabrik in Brand, und man mußte deshalb einen großen Teil des Absinths in den nachbarlichen Fluß laufen lassen, dessen Wasser sich schnell grün färbte; nach einiger Zeit war auch das Wasser der Vauclusequelle grün.

II. Aufsteigende Quellen.

Bei diesen sinkt das Sickerwasser entweder in Spalten oder auch in einer wasserlässigen Schicht (Flözwasser) in die Tiefe, erwärmt sich hier mehr oder weniger und steigt infolge des hydrostatischen Überdruckes oder der Erwärmung in Spalten oder in einer wasserlässigen

[1]) Lehrbuch d. physik. Geographie, S. 299, 354, Stuttgart 1891.

Schicht bis zu Tage als Quelle empor; es ist dies, die juvenilen Thermen ausgenommen, die Bewegung in einem kommunizierenden Gefäß, dessen einer Schenkel kürzer als der andere ist; der kürzere Schenkel endet oben mit der Quelle. Das Wasser ist hier gleichsam zwangsläufig, es erfüllt vermöge des Druckes den Wasserträger gänzlich und kommt mit der Atmosphäre nur beim Eintritt in das kommunizierende Gefäß und bei seinem Austritt aus demselben in Berührung; hingegen ist bei den absteigenden Quellen der Zutritt der Atmosphäre während des ganzen Laufes möglich.

Hiermit ist eine Reihe von prinzipiellen Unterschieden der aufsteigenden Quellen gegenüber den abfallenden gegeben.

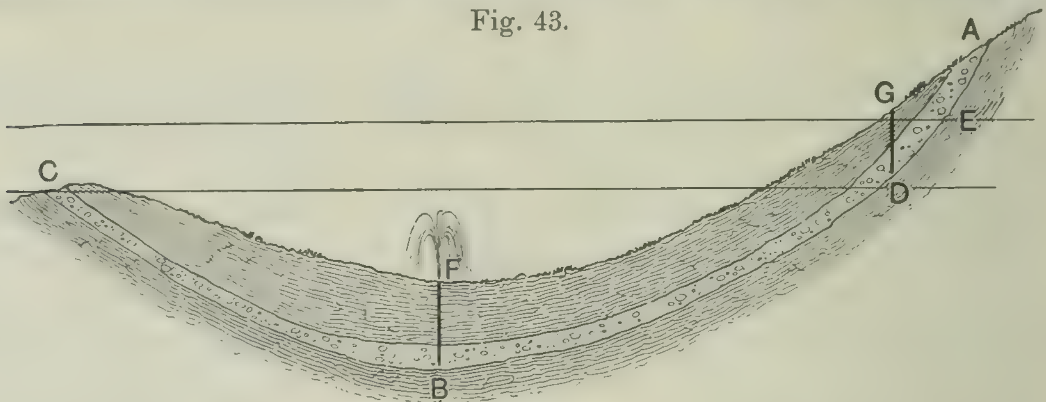
Das Gefäß kann also entweder:

1. Nur aus einer wasserführenden Schicht (artesische Quellen),
2. nur aus Spalten (Spaltenquellen), oder
3. aus einer wasserführenden Schicht und einer oder mehreren Spalten bestehen (artesische Spaltenquellen).

1. Artesische Quellen und Brunnen.

Der Name wird von der Grafschaft Artois abgeleitet, wo in Europa der erste artesische Brunnen etwa im Jahre 1126 von den Karthäuser

Fig. 43.



Mönchen zu Lille angewendet wurde. Die Chinesen haben schon vor einigen tausend Jahren mittels einer einfachen Seilbohrmethode sehr tiefe artesische Brunnen abgeteuft. Auch den alten Ägyptern waren diese Brunnen bekannt.

Die Entstehung der artesischen Brunnen soll Fig. 43 erläutern. Eine wasserlässige Schicht ABC, z. B. Sand, Sandstein, Schotter, Konglomerat, eine fein oder grob zerklüftete Gesteinsbank, ist im Hangend und Liegend umgeben von wasserdichtem Gestein. Es ist nicht immer notwendig, daß die Begleitgesteine des Wasserträgers vollständig wasserdicht sind; es kann eine artesische Quelle auch dadurch entstehen, daß die Begleitgesteine im Hangend und Liegend des Wasserträgers wesentlich weniger wasserlässig sind, als dieser.

Im Anfang wird sowohl bei A als bei C die Infiltration mit Wasser beginnen und dieses sich zuerst bei B ansammeln, dann allmählich

höher steigen, bis C erreicht ist; im Schenkel AB hat es den Stand D erreicht. Da das Gestein bei C mit Wasser erfüllt ist, so kann hier keines mehr eindringen, wohl jedoch bei A; es steigt hier unterirdisch bis E, wodurch der hydrostatische Überdruck geschaffen ist, der die Widerstände überwindet und das Wasser im kommunizierenden Gefäß ABC in Bewegung setzt, weshalb bei C ein Ausfluß, die artesische Quelle, entsteht. Ihre Ergiebigkeit hängt von den bei A vorhandenen Verhältnissen ab, von dem Flächeninhalt und der Porosität des wasserlässigen Gesteins und von der infiltrierten Wassermenge daselbst. In niederschlagsarmer Zeit wird der Wasserspiegel von E gegen D hinabrücken, damit der hydrostatische Überdruck verkleinert und deshalb die Quelle bei C allmählich an Ergiebigkeit abnehmen. Steigt der Wasserspiegel bei E, so wird die Quellenergiebigkeit zunehmen.

Da das Wasser in der Tiefe erwärmt und dadurch spezifisch leichter wird, so wird dadurch der Auftrieb in dem Maße, als die Wärme steigt, vergrößert. Jentsch wollte den Auftrieb der artesischen Brunnen zum Teil damit erklären, daß er einen Druck infolge des auf der Wasserschicht lastenden Hangenden annahm. Die Unhaltbarkeit dieser Hypothese haben Stapf, Herzberg u. a. bewiesen. In den Erdschichten ist ja schon längst ein Gleichgewichtszustand eingetreten, falls er nicht durch Erdbeben gestört wird. Das wasserführende Sandstein-, Sand- oder Konglomeratlager hat durch den konstanten Druck des Hangenden ein bestimmtes kleinstes Porenvolumen angenommen und trägt nun wie eine feste Stütze die darüber befindliche Last. Die Wasserzirkulation erfolgt in den Poren dieser genannten Gesteine, weshalb ein Druck auf das Wasser nicht vorausgesetzt werden kann; es müßte sich nach Jentsch die Erdoberfläche im artesischen Gebiet allmählich senken, was nirgends nachgewiesen wurde.

Später wollte diese Hypothese Pantanelli für das artesische Wasser bei Modena auf Grund von Beobachtungen und besonders von Berechnungen wieder aufnehmen; doch erwiesen die Versuche und Berechnungen A. Stellas die Unrichtigkeit jener Annahme. Jentsch hat seine Hypothese zuerst bei der Besprechung der Katastrophe von Schneidemühl aufgestellt, welche bereits auf S. 84 besprochen wurde und, wie dort erwähnt, mit gleichem Recht auch hierher zu stellen wäre.

Artesische Brunnen. Wird ein Bohrloch F (Fig. 43) bis nach B geteuft, so wird das unter Druck stehende Wasser in die Höhe steigen; ist der Ansatzpunkt F der Bohrung tiefer als C, so entsteht ein Springbrunnen (artesischer Brunnen); ist jedoch F höher als C gelegen, so wird das unter hydrostatischem Druck stehende Wasser im Bohrloch bis etwa zum Horizont von C emporsteigen, doch nicht überfließen; auch dies ist ein artesischer Brunnen, obschon sich vielfach die Meinung bildete, daß dieser immer überfließen müsse. Daß dies nicht richtig ist, geht aus folgender kurzen Betrachtung hervor; ein artesischer Bohrbrunnen habe seinen natürlichen Wasserstand an der Erdober-

fläche, fließt also nicht über; wird die Erde abgegraben und das Rohr dementsprechend geköpft, so würde derselbe Brunnen überfließen bzw. springen.

Die Stelle, bis zu welcher das artesisch gespannte Wasser im Bohrbrunnen steigt, heißt Haton de la Goupillière das piezometrische Niveau[1]); es ist bei einem Springbrunnen positiv, sonst negativ.

Die Ergiebigkeit eines artesischen Brunnens wird von seinem Durchmesser und von jenen bereits erwähnten Faktoren abhängen, welche die Ergiebigkeit der artesischen Quellen beeinflussen; doch steigt die Ergiebigkeit nicht proportional mit dem Durchmesser.

Wird hingegen bei G, also zwischen E und D, eine Bohrung geteuft, so wird der unterirdische Wasserstrom saugend wirken; man heißt eine solche Bohrung einen Saugbrunnen oder auch einen negativen artesischen Brunnen. Man hat dieselben zum Entfernen von Abwässern benutzt; doch kommen dieselben, wenn auch meist recht verdünnt, bei C oder bei F wieder zum Vorschein, weshalb sehr oft diese Benutzungsart der Saugbrunnen nicht gestattet ist.

Ist das kommunizierende Gefäß wasserdicht, z. B. durch eine oder mehrere Verwerfungen quer zu seinem Verflächen unterbrochen (Fig. 46), so werden sich die ausbeißenden Teile zwar mit Wasser füllen, doch kann es zur Bildung einer artesischen Quelle nicht kommen, da ja der Überdruck des Wassers im anderen Schenkel abgeschlossen ist. Hingegen ist es doch möglich, einen artesischen Brunnen im ausbeißenden Schenkel zu erbohren, was später (S. 105) erläutert werden wird.

Ob Verwerfungen ein solches Gebiet durchziehen, kann nur durch eine sehr genaue geologische Begehung und Kartierung des Gebietes entschieden werden. Hierbei müssen auch die vorhandenen Brunnen und Quellen sorgfältig studiert und in Kombination gezogen werden, da sich im Verein mit den orographischen und geologischen Verhältnissen die Kontinuität der Wasserschicht beurteilen läßt.

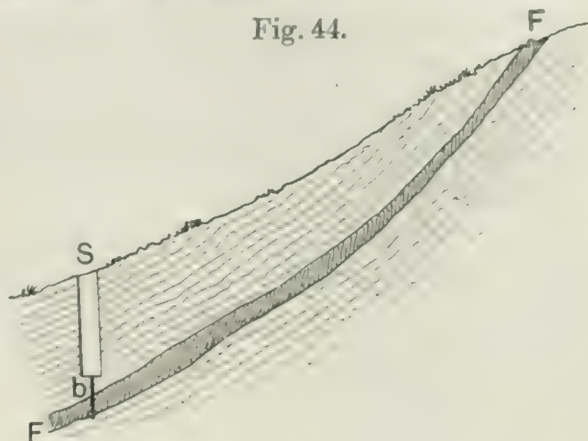
Die bei einem artesischen Brunnen zu erwartende Qualität des Wassers kann man aus jener der artesischen Quelle beurteilen; das erbohrte Wasser ist häufig etwas weniger hart als das Quellwasser.

Artesische Wasserläufe können auch durch Schächte erschlossen werden. Es wurde bereits früher erwähnt, daß die Kohlenflöze, besonders die der Braunkohle, häufig von feinen Klüften (Diaklase, Lassen, Schlechten) durchzogen sind, wodurch die Kohle wasserführend ist; dies ist im höheren Maße bei den nordwestböhmischen Kohlenflözen der Fall, welche im Ausbisse, oft am Fuße des Erzgebirges, Wasser aufnehmen, welches das ganze Flöz durchtränkt. Trifft ein Schacht S (Fig. 44) an einer tieferen Stelle das Flöz FF, so wird infolge des hydrostatischen Überdruckes eine große Wassermasse in den Schacht eindringen und denselben bis zu einer gewissen Höhe rasch füllen.

[1]) Cours d'exploit. d. mines. Tome I, p. 145.

Dadurch ist sowohl das Leben der Arbeiter in Gefahr, als auch das Weiterteufen des Schachtes und die weitere bergmännische Arbeit im Flöze ganz bedeutend verhindert. Um diesen Gefahren zu entgehen, wird in der Nähe des Flözes vorgebohrt (*b*), d. h. ein Bohrloch abgeteuft, welches stets um mehrere Meter dem Schachtsumpf voreilen muß. Erreicht die Bohrung das Flöz, so kann durch den kleinen Querschnitt nicht übermäßig viel Wasser — meist als Springbrunnen — in den Schacht ausfließen, die Arbeiter können fliehen und die vorhandenen Pumpen diesen Wasserzufluß bewältigen. Der Schacht wird erst dann weitergeteuft, wenn der Wasserzufluß durch das Bohrloch aufhört oder unbedeutend wird.

Fig. 44.

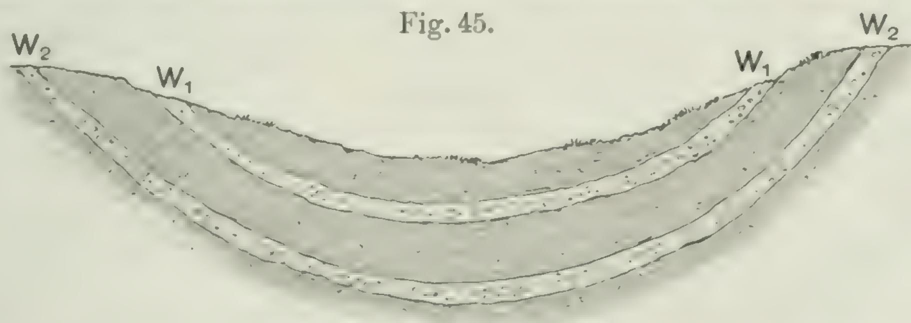


Solches Flözwasser kommt nicht bloß bei der Kohle, sondern auch bei anderen lassenreichen Gesteinen vor, z. B. bei manchen Sandsteinen, Dolomiten usw.

Es können auch mehrere wasserführende Schichten (Wasserhorizonte) W_1, W_2 usf. (Fig. 45), durch wasserdichte getrennt, in einer Mulde übereinander vorkommen, deren Wasserqualitäten entweder gleich oder verschieden sein können, was bei der Wasserversorgung sehr zu beachten ist.

Es wurde bereits früher (S. 73) erwähnt, daß, wenn mehrere Wasserhorizonte im Grundwasserträger vorhanden sind, gewöhnlich nur

Fig. 45.



der oberste Horizont freies Grundwasser führt, während die tieferen das Wasser artesisch gespannt enthalten. Für diese gilt auch alles, was vorstehend über artesische Quellen und Brunnen gesagt wurde.

Sind in einem Gebiete viele artesische Brunnen vorhanden, so können diese im Laufe eines Jahres mehr Wasser dem unterirdischen Regime entnehmen, als es Zuflüsse bekommt. Es wird infolgedessen die Druckhöhe *h* stetig kleiner und deshalb die Ergiebigkeit der Brunnen sinken müssen. Brunnen, welche früher hohe Springquellen hatten, verringern allmählich diese Höhe, werden dann später nur mehr überfließen und gehen endlich in Pumpbrunnen über.

Eine lokale Abnahme der Ergiebigkeit mancher artesischer Brunnen wird auch durch ein allmähliches Versanden und Verschlämmen des Bohrloches bedingt. Wird dieses regelrecht gereinigt, so kann man den früheren Zustand wieder erreichen.

In Japan (Tokyo, Yokohama, Yoshiwara, Okula) beobachtete man in außer Betrieb stehenden artesischen Brunnen, daß deren Spiegelschwankungen mit den Bewegungen der Gezeiten des Meeres in Bewegung stehen. K. Honda erklärt dieses Spiel nicht als direkten Mondeinfluß, sondern damit, daß die Gezeitenbewegung halbreife seismische Spannungen auslöst, eine Hypothese, welche nicht allseits geteilt werden dürfte.

Eine ähnliche Beobachtung machte J. Olshausen in neun 200 bis 400 m tiefen Brunnen in und um Hamburg, deren Wasserspiegel zur Flutzeit 13 bis 19,5 m über der Elbe lagen; sie stimmten in ihren Spiegelbewegungen mit den Gezeiten überein; diese waren in den der Elbe zunächst liegenden Brunnen am größten und nahmen bei den bis 3 km entfernten mit dem umgekehrten Quadrat der Entfernung ab. Die Schwankungen traten bei acht Brunnen täglich zweimal, bei einem jedoch nur einmal ein, fielen mit der Elbeflut ziemlich genau zusammen und ließen keinen Einfluß des Barometerstandes erkennen. Olshausen glaubt die Erklärung in der Annahme zu finden, daß die schwankenden Massen des Elbewassers einen veränderlichen Druck auf den Untergrund ausüben, der sich auf das Bodenwasser fortpflanzt.

Es ist auch schon lange bekannt, daß der Wasserspiegel des Brunnens im Militärspital zu Lille die Gezeiten des 60 km entfernten Meeres verschwächt mitmacht, was man damit erklärt, daß letzteres mit dem Bodenwasser in direkter Verbindung steht. Dies dürfte vielleicht auch an anderen Orten, an welchen man einen Zusammenhang der Gezeiten mit dem Spiegelstand der Brunnen oder der Ergiebigkeit der Quellen nachweisen konnte, oftmals die richtige Erklärung sein.

Die hohe Bedeutung der artesischen Brunnen für die Oasen der Wüstengebiete ist ja allgemein bekannt.

Die Ergiebigkeit artesischer Bohrlöcher berechnet A. Thiem allgemein im „Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung 1870“ und O. Lueger in „Wasserversorgung der Städte“, 1890, S. 513.

2. Artesische Spaltenquellen.

Es wurde vor kurzem erwähnt, daß die artesischen Quellen nicht möglich sind, wenn das kommunizierende Gefäß von wasserdichten Spalten (Verwerfungen) unterbrochen ist. Die Verwerfungen führen nämlich sehr häufig ein tonartiges Gereibsel, welches sich bei der Verschiebung der beiden Gebirgsteile bildete und das Wasser abdichtet, um so mehr, da die verworfenen Teile des Gefäßes nun in verschiedenen Höhen liegen, so daß das tonige Gereibsel sich an eine

feste, wasserdichte Gesteinswand an der dem Gefäße gegenüberliegenden Wand anlehnt.

Ist jedoch eine solche Kluft offen, d. h. nicht mit wasserdichtem Material ausgefüllt, so kann das Wasser in demselben emporsteigen; liegt der Ausbiß C der Spalte tiefer als die Infiltrationsstelle (A), bzw. als E (Fig. 46), so wird sich bei C eine artesische Spaltenquelle bilden. Wäre jedoch die Spalte geschlossen, also eine Quelle unmöglich, so könnte trotzdem die Bohrung bei F artesisches Wasser erschließen, ein Fall, der früher zur Besprechung in Aussicht gestellt wurde. Die Bohrung vertritt hier augenscheinlich die Wirkung der offenen Spalte.

Dies ist auch im folgenden Beispiel der Fall. Die wasserlässige Schicht AB (Fig. 47) bildet ein Lager, das sich in der Tiefe bei B auskeilt und oben und unten von wasserdichtem Gestein eingehüllt ist. Das bei A infiltrierte Wasser füllt im Laufe der Zeit den Sack AB mit Wasser, weshalb dann bei A kein Wasser mehr eindringen kann.

Fig. 46.

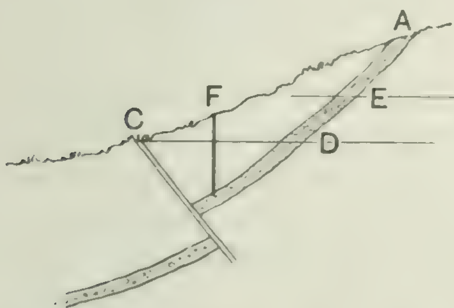
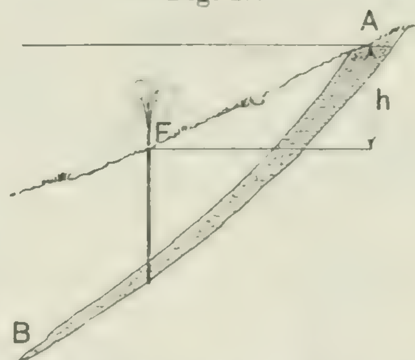


Fig. 47.



Diese Wassermasse ist also der allgemeinen Zirkulation entzogen. Wird bei F ein Bohrloch geteuft, so wird das Wasser wegen des Überdrucks h als Springbrunnen zutage treten, und zwar anfänglich am höchsten, später niedriger, weil der Wasserspiegel sich unter A gesenkt hat. Wird dieses Defizit durch neuerliche Infiltration gedeckt, so erreicht der Springbrunnen seine frühere Höhe. Wenn auch in diesem Falle keine natürliche artesische Spaltquelle vorliegt, so vertritt die Bohrung F die Wirkung einer Spalte, weshalb dieser Fall hier eingeschaltet wurde, obzwar er mit gleichem Rechte hätte früher erläutert werden können.

Die periodischen artesischen Höhlenquellen wurden bereits (S. 97) besprochen.

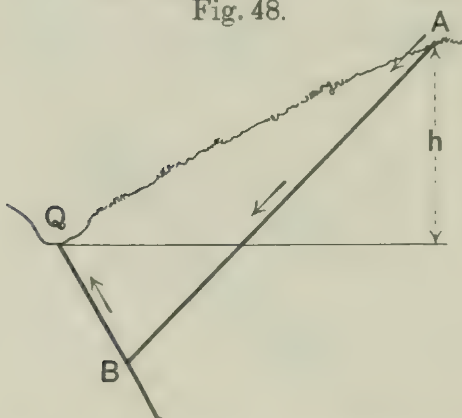
3. Spaltenquellen.

Das wasserführende Gefäß besteht durchweg aus Spalten; wenn man von den juvenilen Thermen absieht, die später besprochen werden, so handelt es sich auch bei den Spaltquellen um ein verschieden verzweigtes kommunizierendes Gefäß, aus dessen kürzerem, aufsteigendem Schenkel die Quelle am tiefsten Punkte austritt. Dieser Schenkel ist hier und da ein System feiner Spalten, in vielen Fällen jedoch eine mächtigere Spalte (Verwurf), an deren tiefsten Stelle der Ausbißlinie die Quelle hervortritt; diese liegt gewöhnlich in einem Tale.

Mächtige Spalten sind von Gängen (Erze oder Eruptivgesteine) erfüllt; ihre Nachbarschaft ist manchmal durch den dynamischen Vorgang des Spaltenaufreißens zerrüttet, wodurch sich viele kleine, doch miteinander verbundene Klüfte bildeten; diese sind öfter der aufsteigende Schenkel, weshalb man manchmal in der Nähe von Erz- und Gesteinsgängen Quellen findet, ja jene bei Überdeckungen geringmächtiger lockerer Aufschwemmungen verraten können.

Selten ist nur eine, dann mächtigere Infiltrationsspalte vorhanden, in welcher das Wasser in die Tiefe sinkt, bis es zum aufsteigenden Schenkel stößt. Schematisch ist dieser Fall in Fig. 48 gezeichnet, wobei der Auftrieb durch den hydrostatischen Überdruck h bedingt ist. In vielen Fällen erfolgt jedoch die Infiltration in einem System von Spalten und Rissen. Je tiefer B unter der Quelle Q liegt, um so mehr wird sich das infiltrierte Wasser infolge der Erdwärme erwärmen.

Fig. 48.



Die geothermische Tiefenstufe kann in normalen Fällen mit 33 bis 35 m angenommen werden, so daß mit je 100 m zunehmender Tiefe das Wasser um 3° C erwärmt wird. Damit ist uns ein Mittel gegeben, die Tiefe des Punktes B unter Q zu berechnen, wenn die Temperatur des Quellwassers bekannt ist. Ist das Jahresmittel des Ortes Q z. B. 8° C, und die Temperatur des Quellwassers ist 17°, so entspricht der Differenz von 9° eine Tiefenlage des Punktes B von rund 300 m. Hierbei wird jedoch vorausgesetzt, daß im aufsteigenden Schenkel kein kühles Infiltrationswasser hinzutritt, was insbesondere in der Nähe des Tags sehr häufig der Fall ist, weshalb dieses durch eine gute Fassung von der Quelle abzuhalten ist, falls die höhere Temperatur des Quellwassers irgendwie von Bedeutung ist.

Spaltenquellen treten oft in der Kreuzung zweier Klüfte auf.

Erfolgt der Austritt des Wassers durch feine Spalten, so ist bei den Fassungsarbeiten das Dynamit mit größter Vorsicht, häufig gar nicht anzuwenden, da durch derartige Sprengschüsse die „Wasseradern" im Quellenschacht geschlossen werden können. Es wird mittels kurzer Pulverschüsse oder mit Schlägel- und Eisenarbeit geteuft werden müssen.

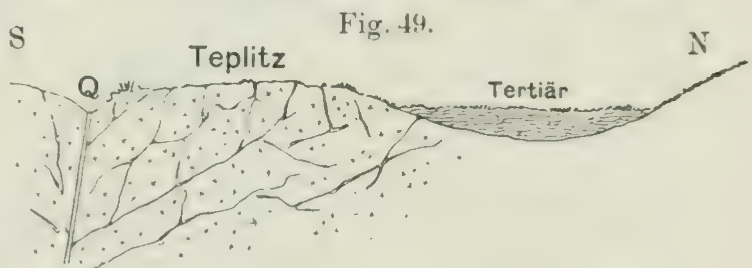
Bisher wurde vorausgesetzt, daß der Auftrieb des Quellwassers durch den hydrostatischen Überdruck erfolge, wie dies in vielen Fällen auch nachweisbar ist. Durch lange Zeit hat man auch bei allen Thermen, deren Wasserzirkulation wegen der höheren Temperatur des Quellwassers sehr tiefgründig sein muß, stets ein wesentlich höher liegendes Infiltrationsgebiet gesucht, um den Auftrieb erklären zu können. Dies ist jedoch in den meisten Fällen gar nicht notwendig,

da ja die Wärme allein das Aufsteigen des Wassers bedingen kann, teils darum, weil das wärmere Wasser spezifisch leichter als das kalte ist und vermöge seiner Ausdehnung beim Erwärmen einen Druck ausübt, teils jedoch auch darum, weil die Wärme Dampf entwickelt, welcher den Auftrieb erhöht.

Als Beispiel seien die Thermen von Teplitz-Schönau (Böhmen), Fig. 49, genannt, für welche die einen das Infiltrationsgebiet im Erzgebirge, die anderen im böhmischen Mittelgebirge suchten, während es voraussichtlich in der nächsten Umgebung der Thermen liegt. Diese treten in einer offenen bis nach Dux (7 km Entfernung) verfolgbaren Spalte im Quarzporphyr zutage, der eine flache Erhöhung bildet, an welcher sich gegen Norden eine unbedeutende Senke, mit kohlenführendem Tertiär ausgefüllt, und sich dann dem Gehänge des Erzgebirges anschließt. In diesem tritt der Quarzporphyr wieder zutage.

Die Temperatur der Urquelle, welche, wie auch die anderen Thermen, in einem Tälchen liegt, ist 48° C, die durchschnittliche Ortstemperatur von Teplitz 15,5° C, somit die Differenz 32,5° C, welcher eine Tiefe von 1072 m entspricht. Der Porphyr, welcher in der Umgebung von Teplitz auf mindestens 4,5 km² entblößt oder wasserlässig überdeckt ist, ist reichlich zerklüftet und kann deshalb sehr viel Wasser einsickern lassen; in dem Maße, als es tiefer eindringt, wird es erwärmt und erhält dadurch den Impuls zum Auftrieb; da jedoch in den dünnen Infiltrationsklüften das spezifisch schwerere kalte Wasser steht und hier auch ein stärkerer Bewegungswiderstand (Reibung, Adhäsion) herrscht, so wird das Wasser in dem unregelmäßigen Spaltensystem, seiner Schwere folgend, stetig tiefer sinken und sich auch stetig mehr erwärmen.

Fig. 49.

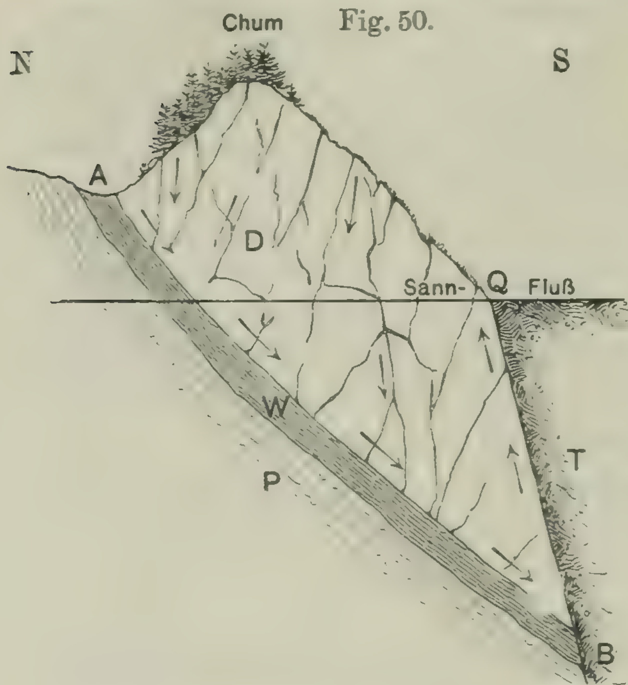


Endlich gelangt es von verschiedenen Seiten bei 1072 m Tiefe mit 48° C zu der breiten Thermalspalte; das warme Wasser ist hochgespannt, vielleicht wird auch schon die Dampfbildung merklich eingeleitet, welche den Auftrieb erhöht; die Bewegungswiderstände sind kleiner, auch der Ausbiß dieser Spalte ist etwas tiefer als das Infiltrationsgebiet gelegen, so daß das Thermalwasser in ihr bis zum Tag emporsteigen muß.

Einen eigentümlichen Fall bieten die Thermalquellen von Tüffer bei Cilli (Südsteiermark). Auch hier ist ein System sehr dünner Infiltrationsspalten im Dolomit *D* (Fig. 50) vorhanden, während der aufsteigende Schenkel durch einen Verwerfer *QB* gegeben ist, welcher den wasserlässigen Dolomit gegen die undurchlässigen Gesteine der Tertiärformation *T* abschneidet. Der Dolomit *D* wird vom Werfener Schiefer *W* und dieser vom Phyllit *P* unterlagert.

Die in den dünnen, doch vielen Spalten des Dolomits einsickernden Niederschlagswasser strömen vermöge der Schwere dem undurchlässigen Werfener Schiefer zu und fließen an dessen Oberfläche bis nach B, wobei sie allmählich erwärmt und durch das vorgelagerte Tertiär aufgehalten werden. Vermöge ihrer höheren Temperatur (37,5° C) und nur untergeordnet infolge eines kleinen Überdruckes steigen sie längs des Verwerfers QB in die Höhe und kommen an der niedersten Ausbißstelle desselben, d. i. im Tale des Sannflusses bei Q als Thermalquellen zum Vorschein; sie treten sowohl im Flusse als auch knapp am rechten Ufer, also durchweg an der tiefsten Ausbißstelle auf.

Fig. 50.



Ein ähnliches Wasserregime wie Tüffer haben die Thermen am Westrande des Wiener Tertiärbeckens zu Baden und Vöslau.

Ausgesprochen aufsteigende Spaltquellen sind auch die Thermen vor Burtscheid bei Aachen, welche der großen französisch-belgischen Überschiebung angehören und deren Temperatur bis 77,5° C steigt.

Die juvenilen Thermen.

Sie sind eine besondere Art der Spaltquellen, da ihr Wasser nicht von der Erdoberfläche herrührt. Als Typus sei der Karlsbader Sprudel genannt. Es wird nämlich vorausgesetzt, daß das in großer Tiefe liegende Feurigflüssige, das Magma, viel Wasser in Dampfform einschließe, das entbunden wird, sobald eine Spalte bis zum Magma herabreicht. In dieser Spalte steigen die Wasserdämpfe empor und werden in ihr kondensiert, um als Therme am tiefsten Punkt der Spalte obertags zu erscheinen. Die juvenile Therme ist also vulkanischen Ursprungs und hat ein Analogon in den Wasserdämpfen, welche den tätigen Vulkanen entsprechen. Für diese setzt zwar A. Brun[1]) nicht juvenilen, sondern vadosen Ursprung voraus[2]).

[1]) Gautier setzt nicht magmatische Exhalationen voraus, sondern nimmt an, daß in großen Tiefen die erstarrten Eruptivgesteine hochgradig erhitzt werden und dadurch das Konstitutionswasser ihrer Minerale verlieren. Er erhitzte z. B. den Granit von Vire bis 200°, wobei er 2,29 g, bei 200° bis zur Rotglut jedoch 7,5 g Wasser und Gase erhielt; dieser Granit konnte doch keiner großen Tiefe entnommen sein, weshalb bereits partielle Hydratisierung eingetreten sein muß, weswegen diese Zahlen nicht beweisend sind. — [2]) Arch. scienc. phys. et nat. Genève **1905**, 439.

Diese zuerst von Elie de Beaumont aufgestellte Hypothese wurde von E. Sueß weiter ausgebaut und fand, von seiner großen Autorität getragen, auch sehr viel Beifall. E. Sueß wendet sie nur auf einen kleinen Teil der Thermen an, und zwar auf jene, deren Wasser bei guter natürlicher oder künstlicher Quellfassung eine konstante Temperatur besitzt; die juvenilen Thermen sind somit von den Niederschlagsmengen und Jahreszeiten unabhängig, sie sind gleichsam das vorletzte Stadium der vulkanischen Tätigkeit, während das letzte, was Quellen anbelangt, die Exhalation von Kohlensäure (Mofetten, Säuerlinge) ist. Echte juvenile Thermen müssen deshalb auch reich an Kohlensäure oder wenigstens an Karbonaten sein, was auch im Karlsbader Sprudel der Fall ist.

Mischt sich juveniles Wasser mit Tag- oder vadosem Wasser, so entstehen die gemischten Thermen.

Ob die mineralischen Bestandteile des juvenilen Thermalwassers aus der großen Tiefe stammen, oder ob sie am Wege bis zur Oberfläche im Spaltensystem durch Extraktion des Nebengesteins aufgenommen wurden, ist vielfach schwierig zu entscheiden. In den meisten Fällen werden beide Ursprungsstätten vorausgesetzt werden müssen. E. Sueß nimmt Brom, Fluor, Chlor, Jod, Bor, Zinn, Arsen und andere Metalle als juvenil an, auch Argon und Helium; letztere schließt jedoch Höfer aus, da sie auch in mehreren Erdgasvorkommen nachgewiesen wurden, welche gewiß nicht juvenilen Ursprungs sind.

Den Auftrieb der juvenilen Thermen besorgt der Wasserdampf und die Kohlensäure. Ist derselbe genügend groß, so kann in der Nähe der Erdoberfläche kein Süßwasser dazu treten; verringert sich jedoch der Auftrieb, so wird im gleichen Maße dieser Zutritt erleichtert.

Andererseits kann das Thermalwasser bei seinem Aufsteigen seine mineralischen Bestandteile in der Spalte mehr oder weniger absetzen, diese allmählich verengen, wodurch die Quellenergiebigkeit herabgesetzt wird, endlich die Spalte gänzlich schließen; es hat sich ein Mineral- oder Erzgang gebildet. In manchen Bergbauen des Erzgebirges fand man tatsächlich in der Tiefe Thermen, z. B. in St. Joachimsthal. Der Verschluß der Thermalspalte mußte von oben nach abwärts vor sich gehen, da oben, nahe dem Tage, der Druck und die Temperatur des Thermalwassers sank und dadurch das Lösungsvermögen für die mineralischen Bestandteile herabgesetzt wurde; diese mußten sich wenigstens teilweise ausscheiden [1]).

[1]) Eine Ausnahme hiervon wird eintreten, wenn in der Tiefe ein die Minerallösung reduzierendes oder präzipitierendes Gestein stellenweise vorhanden ist.

Mineralquellen.

Mineralquellen sind jene Quellen, welche durch ihren höheren Gehalt [1]) an bestimmten mineralischen Bestandteilen oder Gasen, durch ihre Radioaktivität oder höhere Temperatur ausgezeichnet sind. Nur Mineralquellen liefern Mineralwasser.

In manchen Mineralquellengebieten ist zwar die Menge des Rückstandes der einzelnen Quellen verschieden groß; doch zeigt die chemische Analyse der Rückstände eine auffallende Übereinstimmung, woraus geschlossen werden darf, daß alle diese Mineralwasser nur verschiedene Verdünnungen eines ursprünglich einheitlichen Mineralwassers sind. Jene Quelle, welche den größten Rückstand hat, wird dem eigentlichen Ursprung am nächsten liegen, was bei Quellenarbeiten stets zu beachten ist.

Die meisten Mineralquellen zeigen vielfache chemische Beziehungen zu jenen Gesteinen, welche das Wasser durchfloß und in welchen es sich mineralisierte. Ein eingehendes Studium der Wasseranalyse läßt deshalb oft ebenso interessante als auch technisch wichtige Schlüsse auf die Wanderung und den Ursprung des Mineralwassers zu.

Die chemische Zusammensetzung der meisten Mineralwasser ist schwankend, doch sehr oft nur in engen Grenzen. Es dürften diese Schwankungen bei den kalten Quellen größer als bei den heißen sein, da die Entstehungsverhältnisse der letzteren konstanter sind. Dies bestätigt auch R. Fresenius [2]) durch die wiederholten Analysen nachgenannter Mineralquellen. Stellt man das Maximum der fixen Bestandteile mit 100 dem Minimum gegenüber, so ergibt sich:

Niederselters	15,5° C	100 : 87,3
Emser Kränchen	36,0 „	100 : 95,9
Emser Kesselbrunnen	47,0 „	100 : 98,9
Wiesbadener Kochbrunnen . .	68,5 „	100 : 99,7

Die Einteilung bzw. die Benennung der Mineralquellen, welche nicht immer Heilquellen sind, ist verschieden, obzwar im großen Ganzen die Prinzipien dieselben sind.

Nach der Temperatur unterscheidet man kalte und warme Quellen. Letztere sind jene, deren Temperatur höher als die mittlere Lufttemperatur des Ursprungsortes ist. Wird diese bedeutend überstiegen, als untere Grenze werden für unsere Breiten 24° C [3]) angenommen, so nennt man sie

---

[1]) Das deutsche Bäderbuch nimmt 1 g in 1 kg Wasser als untere Grenzzahl an, falls es keine Therme ist. — [2]) Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturkde. 1894. — [3]) Fuchs wollte sie mit 30° C feststellen, wodurch jedoch viele von altersher als Thermen bezeichnete Heilquellen ausgeschlossen würden, während 24° C dem Bestehenden entspricht. Das deutsche Bäderbuch nimmt 20° als Grenze an.

Thermen,

auch absolute Thermen. Diese führen entweder fast gar keine mineralischen Bestandteile und heißen dann indifferente oder Akratothermen, Wildbäder (Pfäffers in der Schweiz, Gastein in Salzburg, Teplitz in Böhmen, Vöslau bei Wien), oder sie haben solche in größerer Menge und werden nach den charakteristischen Bestandteilen in der Weise benannt, wie die nachgenannten Mineralquellen, nur daß man statt Quelle Therme sagt, z. B. alkalische Therme, Halotherme (Baden-Baden), Schwefeltherme (Baden bei Wien) usf.

Wie bereits erwähnt, können die Thermen juvenilen, vadosen und gemischten Ursprungs sein. Die vadosen Thermen sind Spalten-, artesische oder Schichtquellen; letztere entstehen dadurch, daß die wasserführende Schicht infolge einer mächtigen Überdeckung, z. B. durch ein Gebirge, in eine Region hoher Erdwärme gelangt, wie dies v. Gümbel für Gastein und Bormio (Italien) nachwies, welche Thermen sich durch sehr veränderliche Wassermengen auszeichnen.

Doch sind viele Thermen an Bruchgebiete mit zum Teil tief eingreifenden Verwerfungen gebunden; da diese Bruchgebiete auch vulkanische Eruptionen veranlaßt haben können, so ist das wiederholt festgestellte Zusammenvorkommen der Thermen und Eruptiva erklärlich. In Böhmen ist das Tertiär südlich vom Erzgebirge abgesunken; dieses Bruchfeld wird die böhmische Thermalspalte genannt, weil in ihm Karlsbad und Teplitz liegen; doch begegnen wir hier auch einer Anzahl Säuerlinge, wie Franzensbad, Klösterle, Krondorf, Bilin. Dieses Bruchfeld führt verschiedene tertiäre Eruptivgesteine, oftmals Basalt, und wird vom vulkanischen böhmischen Mittelgebirge parallel begleitet.

Die sogenannte böhmische Thermalspalte, eigentlich ein Spaltensystem, ist jedoch nur ein Teil des ausgedehnten mitteleuropäischen Thermengebietes, das von Westen nach Osten Schlangenbad (28,75°), Ems (55°), Wiesbaden (69°), Baden-Baden (68,6 bis 86,2°), Soden (24 bis 27,5°), Nauheim (30°), Karlsbad (49,7 bis 73,8°), Teplitz (Urquelle 48°), Warmbrunn (35°) und Landeck (29° C) einschließt. Einen ähnlichen Verlauf hat das mitteleuropäische tertiäre Vulkangebiet.

Die genannten Thermen entspringen tieferen Spalten, oft Verwerfern; vermutungsweise meinte man, je größer deren Sprunghöhe (Verschiebungshöhe) sei, desto höher sei die Temperatur des Thermalwassers; ebenso unerwiesen, ja unrichtig ist es, daß diese vom geologischen Alter des Verwerfers beeinflußt sei.

Der Einfluß der tiefen Spalten bzw. Verwerfer bei Thermen wurde bereits gelegentlich der Besprechung der Spaltquellen (S. 105) auch an Beispielen erläutert; auch die juvenilen Thermen (S. 108), die Geysire (S. 118) und die Beeinflussung durch Erdbeben (S. 125) werden andernorts besprochen.

Es ist dort, wo mehrere Thermen nahe aneinanderliegen, wie z. B. in Karlsbad, beobachtet worden, daß die tiefstgelegene (in Karlsbad der Sprudel) die höchste Temperatur und oft auch die größte Ergiebigkeit hat. Es ist dies erklärlich, da an der tiefsten Stelle die Hauptspalte schneidet, während die höheren Quellen aus schmalen Seitenästen derselben hervorbrechen und auch dem Zuflusse des Wildwassers mehr ausgesetzt sind, da sich ihre Steigkraft wegen der höheren Lage und der Bewegungshindernisse verringerte.

Man hat auch bei Thermen, welche in einem Tale liegen, beobachtet, daß ihre Ergiebigkeit mit dem Grundwasser steigt, ohne daß die Temperatur herabgesetzt wird; in diesem Falle ist die Therme frei liegend oder gut gefaßt, während ihre Umgebung von Schotter, Schutt u. dgl. umgeben ist, in dem sich der Grundwasserstrom bewegt und unter welcher Bedeckung in feinen Spalten des festen Gesteins schwache Seitenäste der Hauptthermalspalte münden. Das hier in das Grundwasser austretende Thermalwasser empfängt von jenem einen Gegendruck, der mit der Höhe des Grundwasserspiegels steigt. Dadurch wird weniger Thermalwasser in diesen Seitenspalten austreten können, weshalb jenes in der Hauptspalte quantitativ zunimmt. Die großen und kostspieligen Arbeiten, welche in jüngster Zeit im Karlsbader Thermalgebiet von Ingenieur Scherrer vorgenommen wurden, bezweckten das Abräumen der über dem Granit liegenden Tagdecke, um mittels einer wasserdichten Betondecke den Austritt des Thermalwassers in die kleinen Seitenspalten zu verschließen. Diese Arbeiten hatten, ebenso wie bei anderen Mineralquellen, besonders Säuerlingen, auf die Ergiebigkeit der bisher benutzten Thermen den besten Einfluß.

Die Heilwirkung der Akratothermen wird teilweise auf ihre Radioaktivität, teils auf die im Thermalwasser vorhandenen elektrischen Ströme bezogen. Letztere wies v. Waltenhofen in den Thermen von Gastein nach; die Elektrizität dürfte jedoch nur Radioaktivität sein.

Es sei hier kurz die Teplitz-Duxer Katastrophe vom 10. Februar 1879 erläutert.

Die Teplitzer Thermalspalte streicht im Quarzporphyr westlich bis nach dem etwa 7 km entfernten Dux und wird hier durch einen nach Nordosten streichenden Verwurf mit Absinken des westlichen Teiles abgeschnitten, durch welchen die vorwiegend aus tonigen Gesteinen bestehenden und das Kohlenflöz führenden Tertiärschichten auch den Porphyr abschneiden. Die Nordostspalte ist mit der Thermalspalte in Verbindung; ersterer kam der Kohlenbergbau nahe, und durch Zerrüttungsspalten konnte das in dem Spaltensystem angestaute und unter hohem hydrostatischen Überdruck stehende Wasser in den Bergbau plötzlich einbrechen. Die Temperatur des eingedrungenen Wassers stieg allmählich bis auf 25°C; es überflutete die ganze Grube und stieg im Schacht.

64 Stunden nach diesem Einbruch verschwand die westlichste Teplitzer Therme (Stadt- oder Urquelle); dies setzte sich allmählich nach

Osten bis zu den Schönauer Thermen fort. Der Ausfluß der Urquelle lag 47 m höher als die Einbruchsstelle in der Grube. Auf den Rat von E. Sueß teufte man an der Urquelle längs der Thermalspalte einen Schacht und erreichte mit diesem wieder das Thermalwasser, das nun gepumpt werden mußte, während es früher frei ausfloß. Später wurde die Grube mittels kräftiger Pumpen entwässert, die Einbruchsstelle mittels mehrerer Dämme abgeschlossen, worauf im Teplitzer Urquellenschacht das Thermalwasser langsam bis fast zur ursprünglichen Höhe stieg.

Die Geysire, Springquellen mit überhitztem Wasser, werden später besprochen werden (S. 118).

Nach geologischen und chemischen Gesichtspunkten folgen wir nachstehender Einteilung.

1. Karbonatquellen oder Säuerlinge.

Sie sind durch das Auftreten freier Kohlensäure ausgezeichnet, welche Alkalien, alkalische Erden und Metalle als Karbonate und Bikarbonate löste.

Karl von Than verlangt, daß die Äquivalente der freien Kohlensäure wenigstens die Hälfte der Äquivalente der Bikarbonate betragen und daß von diesen in 1 kg Wasser mindestens 1 g vorhanden sein muß. Diesen letzteren entsprechend unterscheidet man:

a) Einfache Säuerlinge, welche an festen Bestandteilen arm (im Liter Wasser kaum 1 g Rückstand), an Kohlensäure reich sind, z. B. Karolaquelle bei Tarasp (Schweiz).

b) Alkalische Säuerlinge, reich an Alkalien, z. B. Preblau (Kärnten), Bilin und Gießhübel (Böhmen), Fachingen (Deutschland); alkalische Thermen: Vichy (Frankreich), Neuenahr (Deutschland).

c) Alkalisch-saline Säuerlinge; das Wasser enthält neben den Alkalienkarbonaten auch Kochsalz in wirksamer Menge; Selters, Emser Kränchen; warme Salzsäuerlinge sind Kissingen und Nauheim.

d) Erdige Säuerlinge, sehr häufig; reich an Calcium- oder Magnesiumbikarbonat, das sich bei Abgabe eines Teiles der Kohlensäure als Kalktuff abscheidet.

e) Eisensäuerlinge (Stahlquellen), mit gelöstem Eisenbikarbonat: Spaa, Alexanderbad im Fichtelgebirge; nach anderen mitauftretenden wirksamen Bestandteilen unterscheidet man: α) alkalische, β) alkalisch-saline (nebst Alkalienkarbonaten auch Kochsalz), γ) erdigsaline [zu den Bestandteilen von β) treten Verbindungen der alkalischen Erden] Eisensäuerlinge.

f) Gemischte Säuerlinge mit keiner vorherrschenden Basis.

Bei d) und e) finden Ausscheidungen von Calciumkarbonat bzw. Eisenhydroxyd statt, wenn die halbgebundene Kohlensäure entweicht.

Da das Sauerwasser auch das Gestein der Brunnenfassung angreifen kann, so wurde in Gießhübel (Böhmen) diese aus Quarz her-

gestellt, welcher unter allen Gesteinen der lösenden Tätigkeit des Sauerwassers den größten Widerstand bietet.

Die Säuerlinge bilden eine geologisch zusammengehörende Gruppe, da die Kohlensäure, ihr charakteristischer Bestandteil, sowohl im freien als auch gebundenen Zustand fast durchweg denselben Ursprung hat, d. h. sie stammt meist aus sehr großer Tiefe, sie ist das letzte Atmen einer einstigen intensiveren vulkanischen Tätigkeit, deren Wahrzeichen oftmals auch noch durch nahe oder entfernter liegende Eruptivgesteine (häufig Basalt) erhalten sind.

Die Kohlensäure steigt in Spalten, in welche Tagwasser seitlich einsickerte, aus großer Tiefe hervor, in Spalten, welche auch den Eruptionen den Weg gewiesen haben können; doch müssen diese nicht dieselben wie jene sein, da solche tiefgreifende Störungen gewöhnlich aus einem Spaltenbündel bestehen. Das Alter des Säuerlings wird in vielen Fällen das des Eruptivgesteins oder etwas jünger sein.

Das kohlensäurehaltige Wasser hat ein großes Lösungsvermögen und löst nicht bloß die Karbonate (Kalk, Dolomit usw.), sondern zersetzt auch Silikate und mineralisiert sich dadurch.

Der Säuerling kann unmittelbar aus der Spalte austreten, wie es in gebirgigen und hügeligen Gebieten (z. B. Preblau) meist der Fall ist. Der Verlauf dieser Spalte ist geologisch festzustellen, was oft unmittelbar, manchmal unter Zuhilfenahme anderer Säuerlinge oder trockener Kohlensäureausströmungen oder dem Auftreten der Eruptivgesteine möglich ist. Das Schutzfeld wird längs dieser Spalte gestreckt werden.

In ebenen Gebieten ist der Ausbiß der Spalten oft durch wasserführende Alluvionen gedeckt (Franzensbad in Böhmen). In dieses Grundwasser mündet die Kohlensäure und mineralisiert es. Der Verlauf der Spalte oder Spalten ist in diesem Falle oft schwierig zu erkennen, insbesondere wenn ein Spaltenbündel vorhanden ist und die einzelnen Säuerlinge nur zufälligen Grabungen entsprechen. Trotzdem kann man manchmal eine lineare Anordnung der Säuerlinge erkennen, welche Richtung verfolgt werden soll, um zu sehen, ob die vermutete Spalte nicht irgendwo zutage tritt.

Da, wie erwähnt, so profunde Spalten gewöhnlich ein ziemlich breites Bündel bilden, so ist es oft möglich, im nachbarlichen anstehenden, festen Gestein nahezu parallele Spalten zu finden; es darf dann mit größter Wahrscheinlichkeit vorausgesetzt werden, daß auch die Säuerlingsspalten annähernd dieselbe Richtung haben (Franzensbad).

Die Kohlensäure der Säuerlinge ist zwar meist juvenilen Ursprungs, doch kann sie hier und da auch von anderwärts stammen; sie kann gebildet werden durch Zersetzung von Karbonatgesteinen, z. B. Kalk, entweder durch Hitze oder Säureeinwirkung, durch den Kohlungsprozeß oder durch Zersetzung von anderen Organolithen, durch Oxydation von

Eisenkarbonatgesteinen. Auch durch Einwirkung von Karbonatlösungen auf Silikate kann Kohlensäure frei werden.

Gurlt wies darauf hin, daß manche Mineralien, z. B. Quarz, und viele Eruptivgesteine Kohlensäure einschließen.

Was die Wirkung der Säuren auf Karbonatgesteine anbelangt, so wird jene der freien Schwefelsäure, welche sich, neben Eisensulfat, durch Oxydation der Schwefelkiese (Markasit und Pyrit) bildet, auf Kalkstein die häufigste sein.

Es wurde behauptet, daß die Ergiebigkeit aller Quellen vom Luftdruck beeinflußt werde; dies ist jedoch sicher nur von jenen erwiesen, welche Gase oder Dämpfe führen, welche den Auftrieb des Wassers beeinflussen oder bedingen. So ist dies ganz besonders bei den Säuerlingen der Fall, um so mehr, je reicher sie an freier Kohlensäure sind, so daß sie als Barometer gelten können. In dem Maße, als der Luftdruck sinkt, wird der Austritt der Kohlensäure erleichtert, der Wasserspiegel wallt stärker, und durch den lebhafteren Auftrieb der Gase wird auch die Wasserergiebigkeit erhöht. Dies kann auch bei anderen gasführenden Quellen und bei Thermen von höherer Temperatur nachgewiesen werden.

Hier und da zeigt der Wasserspiegel eines Säuerlings rhythmische Stöße, so in Buziás (Ungarn) 50 bis 65 in der Minute; ein dort erbohrtes, kohlensäurehaltiges Wasser warf einen 50 m hohen Strahl aus.

Die trockenen Exhalationen der Kohlensäure nennt man Mofetten, die man bei tätigen und erloschenen Vulkanen, manchmal in größerer Entfernung von ihnen, vorfindet. Das Säuerlingsgebiet von Radein (Südoststeiermark), von dem nördlich gelegenen Basaltgebiet etwa 35 km entfernt, hat auch Mofetten, ebenso Franzensbad in Böhmen. Eines der reichsten Kohlensäuregebiete ist die vulkanische Umgebung des Laacher Sees, woselbst mehr als 1000 Säuerlinge und Mofetten bekannt sind. Man berechnete, daß hier täglich 300 000 kg Kohlensäure ausströmen.

2. Haloid- und Solquellen

enthalten Chlornatrium in einer Menge gelöst, die sich schon durch den Geschmack des Wassers verrät; sind im Liter Wasser mehr als 15 g Chlornatrium vorhanden, so spricht man von Solquellen.

Die Haloidquellen können kaltes (Halopegen) oder warmes (Halothermen) Wasser führen. Öfter enthält dieses Jod- oder Bromverbindungen (Natrium oder Magnesium, seltener Kalium oder Kalzium) gelöst und die Quellen werden dann Jod- oder Bromquellen genannt.

Die Haloidquellen sind oft mit Salzlagerstätten in Verbindung, können jedoch auch nur von einem kochsalzführenden Gestein stammen; in Galizien und der Bukowina sind beide Ursprungsarten vertreten; ersterer Typus findet sich in der Miozänformation, letzterer im Karpathensandstein.

Auch manche Eruptivgesteine, wie der Melaphyr bei Kreuznach oder der Granit von Baden-Baden, enthalten manchmal nicht unbedeutende Mengen von Chloriden; die Solquellen dieser Orte leitete man von den genannten nachbarlichen Eruptivgesteinen ab, was jedoch von K. Geld, v. Gümbel u. a. bestritten wird.

Das Salzwasser hat die Fähigkeit, das Sumpfgas (CH_4) in größerer Menge zu absorbieren, und zwar um so mehr bei zunehmendem Druck. Kommt ein solches Wasser nahe dem Tage, so wird in einer gewissen Tiefe der Wasser- und Luftdruck zu klein, das Sumpfgas entbindet sich plötzlich und schleudert das Wasser hinaus; dadurch entstehen periodische oder stetige Springbrunnen, wie man ihnen in Ungarn an mehreren Orten begegnet. Sehr bekannt ist in dieser Hinsicht der St. Anton-Wunderbrunnen von Buziás (Temeser Komitat), welcher aus einem 102 m tiefen Bohrloch minutlich 500 Liter Salzwasser auf 35 m Höhe auswirft. — Orte, an welchen Haloidquellen seit langem bekannt sind, führen in ihrem Namen Hall oder Sulz oder Selz.

3. Sulfatquellen.

a) Glauberquellen mit wirksamen Mengen von Glaubersalz (Natriumsulfat) neben anderen zurücktretenden Bestandteilen; Marienbad, Karlsbad, Franzensbad (Salzquelle) in Böhmen, Elster in Sachsen.

b) Bitterquellen; das Wasser führt als charakteristischen Bestandteil Magnesiasalze, besonders Bittersalz. Man kann sie in seichte (Püllna und Saidschütz in Böhmen, Buda [Ofen] in Ungarn) und tiefe trennen; erstere sind magnesiareiche Grundwasser und sind deshalb je nach den Niederschlagsverhältnissen in ihrer chemischen Zusammensetzung und Ergiebigkeit sehr veränderlich; das trockene Wetter bringt nicht bloß keine Niederschläge, sondern befördert auch die Verdunstung des Grundwassers, weshalb die Salzlösung konzentrierter wird. Letztere sind eigentliche Quellen, die sich von Felswasser nähren, doch nur selten auftreten.

c) Gipsquellen; unter den mineralischen Bestandteilen ist das Calciumsulfat vorherrschend; 1 Teil Gips ist in 420 Teilen reinen Wassers löslich. Das Gipswasser stammt entweder aus einem Gipslager oder kann sich auch erst jüngst direkt aus Kalkstein durch Einwirkung von Schwefelsäure und Sulfaten gebildet haben, was fallweise zu entscheiden ist.

d) Alaunquellen; der charakteristische Bestandteil ist schwefelsaure Tonerde.

e) Vitriolquellen, welche Eisenvitriol, seltener auch Kupfervitriol enthalten; manchmal, wie in Levico und Roncegno (Valsugana in Südtirol), führen sie auch arsenige Säure, was auch bei Eisensäuerlingen (z. B. Baden-Baden), doch in geringerem Maße, vorkommen kann.

f) Gemischte Sulfatquellen, in deren Wasser zwei oder mehrere Basen vorhanden sind, wovon jedoch keine entschieden vorherrscht.

Bei der Entstehung der Sulfatquellen spielen in vielen Fällen die Kiese, insbesondere die weitverbreiteten Schwefelkiese (Markasit und Pyrit), welche entweder im Gestein fein eingesprengt oder in kleineren oder größeren Massen ausgeschieden sind, eine ganz hervorragende Rolle. Durch den Sauerstoff der Luft, die entweder direkt oder meist mit Wasser hinzutritt, oxydieren sich die Kiese zu Sulfaten, so der Schwefelkies zu Eisenvitriol und freier Schwefelsäure und kann eine Vitriolquelle liefern.

Doch kann die Vitriollösung auf Kalk wirken; es bildet sich Kalziumsulfat (Gips), Eisenhydroxyd und Kohlensäure; die freie Schwefelsäure gibt nur Gips und Kohlensäure (Gipsquellen).

Die Schwefelsäure im status nascens vermag auch auf Ton zersetzend zu wirken und bildet Aluminiumsulfat (Alaunquellen). Die Erzeugung von Alaun aus Schwefelkies, Ton und späterem Zusatz eines Alkalis ist seit langem üblich.

Sowohl die freie Schwefelsäure als auch der Eisenvitriol wirken auf magnesiahaltige Gesteine, z. B. den Dolomit ($MgCaC_2O_6$), zersetzend unter Bildung von Magnesium- und Calciumsulfat; ersteres (Bittersalz) ist im Wasser leicht, letzteres (Gips) schwer löslich, weshalb das Wasser vorwiegend Bittersalz enthält. Auch andere magnesiumhaltige Gesteine werden auf ähnliche Weise zerlegt. Der Schwefelkies und der Dolomit sind im Mergel und Ton oft nur fein eingesprengt, z. B. in Püllna.

Natronhaltige Gesteine, die z. B. Natronfeldspat führen, werden von der Schwefelsäure, insbesondere im status nascens, umgewandelt in lösliches Natriumsulfat (Glaubersalz), in Kieselsäure und Aluminiumsilikat, welches jedoch auch in Aluminiumsulfat und Kieselsäure zerlegt werden kann (Glauberquellen).

Manche Sulfatquellen besitzen eine höhere Temperatur, ohne geradezu Thermen zu sein; dieses ist bedingt durch chemische Vorgänge, besonders auch infolge des Mischens der freien Schwefelsäure mit Wasser.

4. Die Schwefelquellen.

Sie sind charakterisiert durch freien Schwefelwasserstoff und durch die Sulfide der Alkalien und alkalischen Erden; akzessorisch finden sich verschiedene Salze und freie Kohlensäure. Der Schwefelwasserstoff kann bis zu $42\,cm^3$ im Liter Wasser gebunden, doch auch frei sein; die Sulfide, meist Schwefelnatrium, pflegen nur in sehr geringer Menge vorhanden zu sein. Es gibt kalte (z. B. Kreuth in Oberbayern) und warme (Baden bei Wien, Aachen, Aix-les-Bains in Savoyen) Schwefelquellen. Die Schwefelquellen zeigen an der Wasseroberfläche oft einen feinen Staub von ausgeschiedenem Schwefel, welcher durch die Oxydation des Schwefelwasserstoffs (H_2S) an der Luft nach der Gleichung $H_2S + O = S + H_2O$ gebildet wird.

Die Schwefelquellen sind meist Spaltquellen, welche früher im Wasser Sulfate führten und welche durch ein Reduktionsmittel, meist Bitumen und Sumpfgas, in Schwefelwasserstoff, Kohlensäure und ein Oxyd umgewandelt werden, z. B. nach der Formel:



$$\overset{II}{R}SO_4 + CH_4 = \overset{II}{R}O + H_2S + CO_2 + H_2O.$$

So kann auch das Calciumsulfat (Gips) durch Bitumen oder überhaupt eine organische Substanz (Humussäure) zu Schwefelcalcium reduziert werden, das sich durch die Kohlensäure in Calciumkarbonat und Schwefelwasserstoff zerlegt.

Durch die Einwirkung von Substanzen organischen Ursprungs oder durch Präzipitierung der Schwefelsäure durch Bariumverbindungen im fremden zufließenden Wasser entstehen die sulfatfreien Quellen, welche, wenn sie Haloide (Kochsalz, Jod- und Bromverbindungen) gelöst führen, Höfer als Typus Iwonicz zusammenfaßte; sie sind häufige Begleiter der Erdöllagerstätten und können bei deren Erschürfung von vielem Nutzen sein.

Welches Sulfat reduziert wurde, kann aus der Analyse des Schwefelwassers nicht immer mit Sicherheit bestimmt werden, da das RO auch unlöslich sein kann, wie z. B. das Eisenoxyd, das sich infolge der Gegenwart von Luft in Eisenhydroxyd umsetzt. Der Quellenschlamm gestattet manchmal einen tieferen Einblick in die stattgehabten chemischen Reaktionen.

Die Schwefelquellen können Schicht-, Spalt- oder artesische Quellen sein. In der Nähe von tätigen Vulkanen können sie auch vulkanischen Ursprungs sein.

Es seien noch folgende, selten vorkommende Quellenarten erwähnt.

5. Salzsäurequellen

treten in Verbindung mit den Fumarolen mancher tätigen Vulkane auf und haben nur wissenschaftliches Interesse.

6. Kieselsäurequellen,

welche Silikate oder freie Kieselsäure im Wasser gelöst haben (Plombières in Frankreich, der Geysir auf Island). Die Lösungsfähigkeit des warmen Wassers wird in diesem Falle durch Alkalienkarbonate erhöht.

Unter Geysir versteht man eine periodisch springende Quelle heißen Wassers; der Name rührt von der zuerst auf Island bekannt gewordenen derartigen Therme her, neben welcher auch ein anderer, doch seit dem großen Erdbeben im Jahre 1896 versiegter Geysir, Stroker genannt, vorhanden war. Auch viele andere Quellen mit heißem Wasser, das Kieselsinter abscheidet, sind vorhanden, welche nach je 2 bis 3 Minuten aufsprudeln. Ein zweites, und zwar größeres Geysirgebiet ist im Yellowstonepark in den Vereinigten Staaten und ein drittes, welches jedoch 1886 durch einen Vulkanausbruch fast ganz zerstört

wurde, auf der Nordinsel Neuseelands. Auch in Japan ist ein Geysir bei Atami bekannt. Diese vier Geysirgebiete sind in vulkanischer Nachbarschaft, weshalb die Geysire als vulkanische Quellen bezeichnet werden müssen. Während mancne sie als juvenil erklären, halten andere an dem vadosen Ursprung fest, und wieder andere nehmen einen gemischten Ursprung an.

Der große Geysir auf Island findet sich in einer vulkanischen Tufflandschaft und entströmt einem flach gewölbten Hügel von lichtem Kieselsinter, welcher ein rundes, 15 m breites und 3 m tiefes tellerförmiges Becken trägt, an dessen Boden ein runder, mit Kieselsinter ausgekleideter, 2,5 m breiter und 30 m tiefer Schlund in die Tiefe führt. Aus dem 76 bis 80° C heißen Wasser des Beckens steigen Dampfblasen auf, die in 80 bis 90 Minuten, von donnerartigem Geräusch begleitet, den Wasserspiegel in heftiges Wallen versetzen; das sind die kleinen Eruptionen, wodurch ein Überfließen des Wassers bedingt wird. In unregelmäßigen Intervallen, nach 3 bis 8 Tagen, tritt eine große Eruption ein, das Wasser im Becken steigt rasch an, mächtige Dampfwolken erheben sich und ein gewaltiger Springbrunnen steigt bis 30 m hinan. Nach wenigen Minuten ist die große Eruption beendet, das Becken samt Schlund ist fast leer und füllt sich langsam; erst nach etwa 5 Stunden tritt die erste kleine Eruption wieder auf.

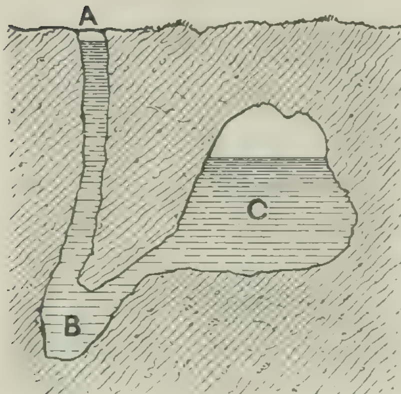
Bunsen im Verein mit Descloizeaux hat im Jahre 1846 auf Grund eingehender Untersuchungen des Geysirs eine sehr geniale Erklärung dieser Erscheinungen gegeben. Sie fanden, daß die Temperatur des Wassers, an der Oberfläche = 80° C, mit der Tiefe im Schlund zunimmt und im Tiefsten anfänglich 120° und kurz vor einer großen Eruption bis über 129° hat. Der Druck des Wassers im Schlund infolge der Schwere gestattet ein derartiges Überhitzen des Wassers. Die allmähliche Wärmezufuhr in der Tiefe bewirkt ein zeitweises Aufsteigen mächtiger Dampfblasen (kleine Eruptionen), wodurch, wie immer bei der Dampfbildung, der Umgebung Wärme entzogen wird, weshalb eine gewisse Zeit notwendig ist, bis das Wasser in der Tiefe die frühere Temperatur wiedergewinnt. Durch die stetige Wärmezufuhr in der Tiefe steigt die Temperatur des Wassers auch im Schlund, die Blasen werden häufiger und größer, schleudern dann Wasser aus, der Druck der Wassersäule wird dadurch plötzlich vermindert und entspricht nicht mehr der Überhitzung, weshalb eine stürmische Dampfentwickelung eintritt, welche die ganze Wassermasse emporschleudert (große Eruption).

Die Erhitzung des Wassers in der Tiefe erfolgt durch vulkanische Wärme; das Wasser ist infiltriert, wobei es, ebenso wie im heißen Zustande, reichlich Alkalikarbonate löst, wodurch die Lösungsfähigkeit für die Kieselsäure erhöht wird. Das überfließende und bei der großen Eruption herabstürzende Thermalwasser setzt die Kieselsäure auf dem Quellenhügel ab, da es verdunstet und sich abkühlt; der Hügel wächst allmählich.

Auch die meisten Wasser der Geysire des Yellowstoneparks, welche in tertiären vulkanischen Gesteinen auftreten, sind relativ reich an gelöster (nicht chemisch gebundener) Kieselsäure. Von den etwa 3500 dort vorhandenen heißen Quellen sind gegen 100 Geysire, welche selbst bei ganz naheliegenden sehr verschiedene Zeiten und Höhen (bis über 60 m) der Eruptionen aufweisen. Die aus Kieselsinter bestehenden Quellhügel sind meist dem des Isländer Geysir ähnlich, doch kommen auch viele andere, zum Teil recht bizarre Formen vor.

Eine andere Hypothese zur Erklärung des Geysirphänomens ist jene von Bergmann-Makenzie. In *C* und *B* (Fig. 51) findet das Zuströmen des heißen Wassers statt; der Hohlraum in *C* füllt sich allmählich mit Dämpfen, deren Spannung sich stetig steigert, bis sie den Gegendruck der Wassersäule im Schlund *AB* überwindet und dieselbe herausschleudert. Eine ähnliche Hypothese nehmen auch K. Honda und T. Terada[1]) für den Geysir in Atami (Japan) an; sie erweitern das Bild dadurch, daß sie auch im Schlund zwischen *A* und *B* einen Wasserzufluß aus einer zweiten Höhle voraussetzen. Die Erwärmung des Wassers erfolge durch die sehr heißen Höhlenwände.

Fig. 51.



Schon Daubrée brachte die Geysire mit den Solfataren und Fumarolen insofern in Zusammenhang, daß er einen unterirdischen Zusammenhang, ein gemeinsames Reservoir, in welches die Sickerwasser münden, annahm; in diesem erfolgt die Erhitzung des Wassers entweder durch die aktiven Vulkane oder durch die noch nicht ganz abgekühlten tertiären Eruptivgesteine.

In jüngster Zeit hat auch einer der gründlichsten Kenner der Geologie Islands, Dr. W. v. Knebel[2]), ebenfalls einen Zusammenhang der heißen Quellen daselbst mit den Solfataren festgestellt. Ein Solfatarenfeld zeigt stellenweise Kieselsinterdecken als Beweis, daß hier dereinst auch heiße Quellen vorhanden waren. v. Knebel kommt zu folgendem Schluß: „Studien in den verschiedensten Thermengebieten Islands haben gelehrt, daß die juvenil gebildete Wassermenge, welche in vulkanischen Gebieten infolge der langsamen Entgasung glutflüssigen Magmas der Erde entströmt, doch nur eine sehr geringe ist. Durch Erdbeben kann die juvenile Zufuhr vorübergehend vergrößert werden, ohne aber daß dadurch eine wesentliche Änderung entstände. Aber nur dann, wenn in den Bereich der überhitzten Dämpfe und des heißen Erdbodens, den diese durchströmen, Grundwasser einzutreten imstande ist, nur dann scheinen sich jene großen Thermengebiete bilden zu können.“ In einem grundwasserfreien Gebiete entstehen

[1]) Physical Review **22**, 300, 1906. — [2]) Naturwiss. Rundschau **21**, 145. 1906.

Solfataren, in einem grundwasserreichen aber Thermen. Das Wasser der Thermen Islands besteht demnach größtenteils aus Grundwasser; es enthält aber stets juvenile Beimengungen. Die Thermen Islands sind größtenteils Kieselsäurequellen.

Auch A. Brun ist ähnlicher Ansicht bezüglich aller heißen, kochenden Quellen in der Nähe tätiger oder halberloschener Vulkane. Das Bodenwasser erhält durch Zufuhr vulkanischer Gase eine hohe Temperatur.

7. Radioaktive Quellen.

Die Radioaktivität ist den meisten Quellen, auch solchen mit Süßwasser, ja sogar Erdölquellen, wenn auch nur in geringem Maße eigen. Hohe Radioaktivität scheint jedoch an die Uranmineralien, besonders an die Pechblende gebunden zu sein. Die Grubenwasser von St. Joachimsthal im böhmischen Erzgebirge, welche Erzgängen mit Pechblende entspringen, haben bei ihrem vereinten Ausfluß 600 ME (Macheinheiten), einzelne, doch sehr wenig ergiebige Zuflüsse, wie aus dem „roten Gang“ des Danielstollens, bis 2050 ME; die Joachimsthaler Quellen sind die radiumreichsten bezüglich Quantität und Qualität, welche für Heilzwecke in Betracht kommen. Man hat zwar bei Brambach im sächsischen Erzgebirge eine Quelle mit 2270 ME erschlossen, doch fehlen alle Angaben über ihre Ergiebigkeit. Sehr radioaktiv sind besonders die Thermen von Gastein (Grabenbäckerquelle 155 ME), Baden-Baden (Büttenquelle 100 ME). Die warme Georgenquelle von Landeck (Preuß.-Schlesien) hat 206 ME. Gasarme Quellen pflegen viel mehr Emanation zu haben, als gasreiche. Dislokationen und Eruption scheinen die Emanation zu erhöhen. Das radioaktive Wasser verliert durch Stehenlassen seine auszeichnenden Eigenschaften, die Radioaktivität verflüchtigt sich gleich einem Gase.

Die Temperatur des Bodenwassers und der Quellen.

Das Thermometer ist ein sehr wichtiger Behelf des Hydrogeologen und Hydrotechnikers.

Die Temperatur des Bodenwassers hängt zumeist von jener des Infiltrationswassers und von der Bodenwärme, und diese wieder von den klimatischen Verhältnissen ab; wegen dieser veränderlichen Einflüsse schwankt die Temperatur der Quellen. Die Bodenwärme ist knapp unter der Erdoberfläche besonders nach den Tages- und Jahreszeiten veränderlich. In 1 bis 1,5 m Tiefe gleichen sich bei uns die Tag- und Nachttemperaturen aus, und in 20 bis 25 m Tiefe verschwinden nicht bloß die Temperaturunterschiede der Monate, sondern auch der Jahre. Man nennt diese Tiefenlage die neutrale Schicht. Von hier weiter abwärts nimmt die Erdtemperatur durchschnittlich

mit je 30 bis 35 m um 1° C zu, welche Entfernung die geothermische Tiefenstufe (Gradient) genannt wird. Die Temperatur des Bodens teilt sich dem Wasser mit; beide sind gleich, wenn nicht rasche Zirkulationen stattfinden, was in größerer Tiefe zumeist der Fall ist. So fand F. Stapff im Gotthardtunnel nur einmal Übereinstimmung und in 72 Fällen teils positive, teils negative Differenzen. Oberhalb der neutralen Schicht werden die Wassertemperaturen sehr schwanken.

Bodenwasser, welches sich längere Zeit in 20 bis 25 m Tiefe bewegt, wird nahezu die mittlere Jahrestemperatur der Luft besitzen; dringt das Wasser tiefer in die Erde, so wird diese Temperatur des Wassers mit je 33 m um 1° wärmer werden. Seichtes Grundwasser hat deshalb, je nach den Jahreszeiten, eine wechselnde, tiefes Grundwasser eine nahezu konstante Temperatur, wenn es vom Infiltrationsgebiet etwas entfernt ist; die Schwankungen sind erfahrungsgemäß um so geringer, je kleiner das Korn des Grundwasserträgers ist. Dies dürfte auch dadurch bedingt sein, daß sich das Wasser im feinen Material wegen der größeren Widerstände langsamer bewegt und dadurch mehr Anlaß hat, die Bodentemperatur aufzunehmen. Da das Infiltrationswasser eine gewisse Zeit bis zum Strom des seichten Grundwassers braucht, so ist dessen Temperatur gegenüber den Jahreszeiten mehr oder weniger rückständig, weshalb es vorkommen kann, daß das Wasser im Winter wärmer als im Frühjahr ist, was auch durch andere Ursachen begründet sein kann.

Auf die Temperatur des Bodenwassers hat nicht bloß jene der Luft oder der einsickernden Niederschläge (Regen, Schnee oder Schmelzwasser) Einfluß, sondern auch die Wärmeleitungsfähigkeit und Durchlässigkeit des Gesteins, die Lage der Quelle (Insolation u. dgl.) und die Verdunstung, abgesehen von der bereits erwähnten Erdwärme, von möglichen physikalischen (Lösungen) und chemischen Vorgängen; bei der Lösung wird Wärme gebunden.

Sind mehrere Wasserhorizonte vorhanden, so zeigt der tiefere oft bei gleicher Brunnentiefe eine etwas höhere Temperatur.

Quellwasser, welches seine Temperatur und damit gewöhnlich auch die Ergiebigkeit stark wechselt, ist bedenklich, da dies ein Zeichen ist, daß es das Gestein rasch durchfließt oder in keine größere Tiefe gelangte und deshalb nicht genügend filtriert ist. Quellen mit konstanter Temperatur stammen hingegen aus größerer Tiefe. Die Temperatur des Wassers gestattet einen Rückschluß auf den Weg, den es bis zur Quelle zurücklegte; ist es tiefer in die Erde eingedrungen, so wird es wärmer als die mittlere Lufttemperatur sein, und die Differenz gegen diese gestattet, unter Zugrundelegung der geothermischen Stufe jene Tiefe annähernd richtig zu berechnen, bis in welche das Wasser in die Erde eingedrungen war. Ist diese bedeutend, so entstehen warme Quellen und Thermen, von welchen bereits die Rede war.

Im allgemeinen zeigen im Laufe des Jahres mächtige Quellen geringe, schwache Quellen jedoch bedeutendere Temperaturschwankungen; einzelne Temperaturbeobachtungen der letzteren, falls sie sich nicht über alle Jahreszeiten erstrecken, haben deshalb keinen Wert.

Im allgemeinen nimmt jedoch die Temperatur der Quellen, entsprechend jener der Luft, mit der steigenden Seehöhe ab; in den Alpen nimmt man an, daß im Sommer mit je 230 bis 250 m Ansteigen die Quellentemperatur um 1° C fällt. F. v. Kerner[1]) fand, daß für die Sommertemperatur alpiner Quellen außer der Wärmeleitungsfähigkeit des Bodens auch die Durchlässigkeit desselben, sozusagen als „Kälteleitungsfähigkeit", maßgebend ist. — E. Fugger[2]) fand in Übereinstimmung mit Gümbel, daß in den Salzburger bayerischen Alpen die Temperatur der Quellen in 400 bis 500 m SH der mittleren Lufttemperatur entspricht, in höheren Lagen erstere jedoch höher als letztere ist. Dies wird nach Gümbel[3]) bedingt durch die schützende Schneedecke des Winters, welche ein schlechter Wärmeleiter ist, und daß das in den Boden eindringende Meteorwasser nie eine Temperatur unter 0° C haben kann.

Abgesehen von den früher erwähnten modifizierenden Einflüssen kann manchmal auch das Vorkommen von jungvulkanischen Gesteinen die Quellentemperatur erhöhen. Andererseits sind manche Quellen besonders im Sommer ungewöhnlich kühl, ja kühler als die mittlere Lufttemperatur. Dies wird dadurch bedingt, daß das Wasser in seinem unterirdischen Lauf verdunstet, wodurch ihm Wärme entzogen wird, was z. B. dort der Fall ist, wo der Wasserlauf durch Schutt geht; auch bei manchem Grundwasser kann dies beobachtet werden. Quellwasser, welches Gase, wie z. B. Kohlensäure, mitführt, wird durch das Entweichen derselben aus demselben Grunde mehr oder weniger abgekühlt.

Aus dem Mitgeteilten geht hervor, daß die Temperatur des Quellwassers nur ganz zufällig mit der mittleren Lufttemperatur seines Ortes übereinstimmt. Die Temperaturdifferenz beider gestattet interessante und meist auch sehr wichtige Rückschlüsse auf die Wanderverhältnisse des Bodenwassers.

Die Ergiebigkeit der Quellen.

Diese hängt, wie bereits eingehend erläutert, vorwiegend von der Menge, Art und Verteilung der Niederschläge, von der Größe und Art des der Quelle entsprechenden Fanggebiets, sowie von der Zahl und Lage der Quellen ab, welche aus diesem gespeist werden; die tiefliegende Quelle wird in normalen Fällen den größten Reichtum haben. Die Ergiebigkeit der Quellen wird wegen der wechselnden Niederschläge

[1]) Verh. k. k. geolog. Reichsamt 1911. — [2]) Über Quellentemperaturen, Salzburg 1882, S. 71. — [3]) In Sendtners Vegetationsverhältnisse Südbayerns. München 1854.

veränderlich sein, was um so weniger empfindsam ist, je größer das Reservoir des Bodenwassers ist, in welchem sich die Schwankungen im Zufluß, besonders unter Berücksichtigung der Widerstände im Abfluß, ausgleichen können. Die Ergiebigkeit der Quelle wird auch um so gleichmäßiger sein, je gleichmäßiger die Niederschläge, bzw. das Abschmelzen des Schnees und Eises, erfolgen; je weniger durchlässig der Wasserträger, je länger der Weg von der Infiltration bis zur Quelle, je größer das Fanggebiet, je tiefer das Bodenwasser liegt und je mächtiger dasselbe ist.

Will man eine Quelle in Gebrauch nehmen, so wird man durch längere Zeit, in wichtigen Fällen durch mehrere Jahre, ihre Ergiebigkeit besonders während der Trockenperioden und die meteorischen Faktoren (Art und Menge der Niederschläge, Luftfeuchtigkeit, Temperatur) messen. Letztere sind in einer nachbarlichen meteorologischen Station für eine lange Reihe von Jahren verzeichnet. Ein Vergleich der jüngsten Zeit mit diesen läßt einen beiläufigen Schluß zu, inwieweit sich die gemessenen Ergiebigkeiten dem voraussichtlichen Mindestwert genähert haben, der in den sogenannten trockensten Jahren zu suchen ist. Dieser jedoch ist einer Wasserversorgung zugrunde zu legen. Eine gewöhnliche Quellenfassung pflegt die Ergiebigkeit nicht zu erhöhen, wohl jedoch manchmal zu erniedrigen, und zwar wenn die Lage des Quellenspiegels geändert wird. Der Unterschied zwischen dem Mindest- und Höchstwert der Ergiebigkeit einer Quelle ist oft sehr bedeutend; so ist bei der ersten Wiener Wasserleitung nach Gravé ersterer 278, letzterer 2881 und der Mittelwert 1000 Liter Sek.

Die Ergiebigkeit kann erhöht werden, wenn man die wasserführende Schicht mittels eines Stollens oder einer Strecke (Galerie) verfolgt; dabei hat man beobachtet, daß die Ergiebigkeit annähernd im gleichen Verhältnisse mit der Länge des Stollens zunimmt; gaben die ersten 10 m z. B. w Liter Wasser mehr als vordem, so werden $x \times 10$ m Ausfahrung xw Liter Wasser geben. Dies ist für das Arbeitsprogramm und den Kostenvoranschlag von größter Wichtigkeit.

Die Ergiebigkeit der artesischen Bohrungen steigt mit deren Durchmesser, doch nicht proportional. Ihre gegenseitige Beeinflussung wird S. 103 u. 129 erläutert.

Wenn bei den intermittierenden Quellen die Intermittierung regelmäßig stattfindet, so können sie zur Wasserversorgung benutzt werden. Es ist während einer möglichst langen Periode die Tagesergiebigkeit zu messen. Die periodischen Quellen können durch Unterfahren des Bodenwassers perennierend werden. Das Schwanken der Ergiebigkeit einer Quelle kann von den Gezeiten, sowie, wenn das Wasser gas- oder dampfführend ist, von dem Luftdruck abhängen, wie dies schon früher erläutert wurde (S. 104 u. 115). Es wurde auch wiederholt behauptet und manchmal auch durch Messungen bewiesen, daß manche gewöhnliche Quellen mit dem Sinken des Luftdrucks ergiebiger werden. Dies läßt sich damit erklären, daß die Spannung der Grundluft wegen der

zu überwindenden Widerstände im Erdboden nicht sofort einer Depression in der Atmosphäre folgen kann; es ist der Druck der letzteren gegenüber der Grundluft kleiner, das frühere Gleichgewicht wurde gestört, weshalb mehr Wasser bei der Quelle ausfließen muß. Je rascher die Depression in der Atmosphäre eintritt, desto deutlicher wird die höhere Quellenergiebigkeit in Erscheinung treten. Es sind diese Quellen deshalb auch Wetterpropheten.

Es ist eine bekannte und vielfach bestätigte Tatsache, daß die Quellen in der Nähe der Vulkane kurz vor deren Eruption abnehmen und versiegen, so daß sie als Vorboten der Vulkanausbrüche angesehen werden. Diese Quellen können später wieder mehr oder weniger ergiebig als früher sein, doch auch gänzlich versiegen.

Auch Erdbeben können Quellen, besonders Mineralquellen quantitativ und qualitativ beeinflussen. Ein bekanntes Beispiel bot die Teplitzer Urquelle, welche während des Lissaboner Erdbebens am 1. November 1756 auf kurze Zeit versiegte und plötzlich so mächtig hervorbrach, daß sie überfloß; das Wasser war rot gefärbt, behielt jedoch seine hohe Temperatur. Auch die Burtscheider Thermen bei Aachen wurden durch Erdbeben wiederholt beeinflußt. Das andalusische Erdbeben am Weihnachtstage 1884 hat in Spanien viele Quellen in der Ergiebigkeit, Temperatur und im Mineralgehalt wesentlich verändert, und zwar teils im positiven, teils im negativen Sinne.

Die Tätigkeit des großen Geysirs in Island nahm bis 1896 allmählich ab, wurde jedoch durch ein Erdbeben im genannten Jahre neu belebt, um seit jener Zeit wieder langsam zu erschlaffen.

Die Ergiebigkeit und Temperatur der Mineralquellen sollen möglichst oft, wenigstens monatlich einmal, gemessen werden. In jedem derartigen Bezirke sollten täglich jene meteorologischen Faktoren, welche eingangs besprochen wurden und die Quantität und Qualität des Mineralwassers beeinflussen können, bestimmt werden; ebenso sind ab und zu, besonders bei abnormen Erscheinungen, chemische Analysen, häufiger bloß die Bestimmung des Trockenrückstandes, dringend zu empfehlen. Man bekommt dadurch Einblick in das Quellenregime, was nicht bloß für die Wissenschaft, sondern auch für den Quellenbesitzer von hohem Wert sein kann.

Mineralisation des Bodenwassers. Abhängigkeit der Wassergüte von geologischen Verhältnissen.

Das in die Erde eindringende Wasser hat Kohlensäure und Luft gelöst und damit zwei mächtige Faktoren für die Umwandlung der Gesteine auf seinen Weg mitgenommen. Während die Luft oxydierend wirkt und unlösliche Bestandteile dadurch in lösliche verwandelt, wie z. B. die Metallsulfide in Sulfate, so wirkt die Kohlen-

säure (Kohlendioxyd) dadurch, daß sie die im Wasser fast unlöslichen Karbonate, wie die des Kalziums, Magnesiums, Eisens, in lösliche Bikarbonate verwandelt, oder dadurch, daß sie Silikate, besonders die der Alkalien und alkalischen Erden, unter Abscheidung von Kieselsäure zersetzt und lösliche Karbonate oder Bikarbonate bildet, in welchen ein Teil der Kieselsäure löslich ist. Kohlensäurehaltiges Wasser vermag alle Gesteine zu zersetzen. Durch all diese Lösungsvorgänge können weiterhin komplizierte Reaktionen dadurch eintreten, daß die neu entstandenen Lösungen, z. B. die Bikarbonate und Sulfate, ebenfalls umbildend wirken.

Je nach seinem Gehalt an Luft und Kohlensäure wird das Wasser auf die Gesteine, welche es durchfließt, zersetzend und lösend einwirken, wodurch seine mineralischen Bestandteile (die Mineralisation) bedingt werden und wovon auch die Härte des Wassers abhängt.

Die mineralischen Bestandteile sind naturgemäß von den Gesteinen bedingt, welche das Wasser durchfließt. So z. B. sind Steinsalz, Gips, Anhydrit und in sehr geringem Maße auch Kalkstein, Dolomit, Feldspate (reichlicher die Plagioklase) in reinem Wasser löslich. Abgesehen von den drei erstgenannten werden jedoch die meisten Gesteine vom Wasser erst durch die Mitwirkung der Kohlensäure und des Sauerstoffs der Luft in größerer Menge gelöst, wobei die Menge dieser Gase und die Dauer ihrer Einwirkung maßgebend sind. Ist die Kohlensäure oder die Luft des Wassers durch die erwähnten chemischen Vorgänge verbraucht, so hört selbstredend ihre Wirkung auf, und damit ist die Dauer der weiteren Einwirkung gegenstandslos geworden.

Die Kohlensäure stammt zum Teil aus der Luft, zum größeren Teil jedoch aus dem Humusboden, durch dessen Verwesung und Vermoderung die Kohlensäure aus den organischen Resten gebildet wird. Sie kann auch, wie bei den Säuerlingen, juvenilen Ursprungs sein, d. h. aus großer Tiefe aufsteigen. Auch durch Zersetzung der Organolithe, z. B. der Mineralkohlen, und mancher Karbonate, wie des Kalks, Dolomits, durch Einwirkung von Säuren oder des Eisenkarbonats, das auch infolge der Oxydation seine Kohlensäure frei macht, kann Kohlensäure in das Wasser gelangen.

Die Mineralisation der Sulfatquellen wurde auf S. 116 besprochen.

Stellenweise, also akzessorisch, kommen auch Stickstoffverbindungen, wie Salpeter- und salpetrige Säure, Ammoniak in Reaktion, welche aus organischen Stoffen, häufig Fäkalien, entstanden sind. Durch Verwesung von organischen Substanzen, besonders des Laubes, bilden sich auch organische Säuren, welche lösliche humussaure Salze bilden, in welchen sich viele Phosphate, Arseniate und Sulfate lösen; sie reduzieren Eisen- und Manganoxyd zu löslichen Oxydulsalzen. Durch reduzierende Wirkung, wie z. B. der organischen Substanzen, kann sich aus Sulfaten auch Schwefelwasserstoff bilden, den man öfters im Wasser der artesischen Brunnen antrifft.

Die Mineralisation ein und desselben Bodenwassers ist veränderlich, wie sich dies gewöhnlich durch die Änderung der Härte bekundet und wobei man auch manchmal entsprechende Temperaturschwankungen, besonders beim Quellwasser, beobachten kann. Dies ist häufig durch die Menge des Infiltrationswassers bedingt, welches noch nicht oder nur im geringen Maße mineralisiert ist. Steigt diese Wassermenge, so findet gleichsam eine Verdünnung des Bodenwassers statt, welches wegen des höheren Wasserstandes auch eine größere Geschwindigkeit und deshalb eine geringere Dauer der Mineralisation hat. Dringt mehr Infiltrationswasser ein, so hat es auch die Mineralisatoren (Kohlen- und organische Säuren) prozentarisch in geringerer Menge, weshalb es weniger mineralisiert werden kann.

Quellen haben öfter verschiedene Zuflüsse, gewöhnlich auch einen in ihrer Nähe, der wegen der geringen Tiefe von den meteorologischen Faktoren reichlich abhängig ist und der wegen des kurzen Weges auch nur wenig mineralisiertes Wasser hat. Je nachdem die verschiedenen Zuflüsse mehr oder weniger gespeist werden, wird die chemische Zusammensetzung und die Temperatur des Quellwassers schwanken. Ein systematisches Studium dieser beiden Faktoren kann einen Einblick in das unterirdische Wasserregime der Quelle gestatten; man kann ermitteln, woher das Wasser stammt, wenn man auch die chemische Zusammensetzung der nachbarlichen Gesteine berücksichtigt.

Jene Vorgänge der Lösung in verschiedenen Gesteinen seien in einigen Beispielen erläutert.

Der Schotter eines Grundwassergebietes ist petrographisch nicht immer durchweg gleich, da er aus petrographisch verschiedenen Gebieten zusammengeschwemmt sein kann. Im allgemeinen lösen sich die Silikatgesteine bedeutend schwerer als Kalk und Dolomit. Aus diesem Grunde wird ein Grundwasser, welches sich in dem letztgenannten Schottermaterial bewegt, mehr mineralische Bestandteile lösen, also härter sein, als wenn die Gerölle aus Silikatgesteinen bestehen.

So hat das untere Grundwasser von Trofajach (Fig. 19), obschon dessen Schotter vorwiegend aus Kalk und dolomitischem Kalk besteht, an der Entnahmestelle nur 5,7 bis 8 deutsche Härtegrade, da es bisher nur einen Weg von 4,6 km mit einem Gefälle von 116 m zurückgelegt hat. Derselbe Grundwasserstrom ergießt sich nach weiterem 7 km langen Lauf und einem diesem entsprechenden Gefälle von 70 m in den Fluß (Mur); daselbst hat das Wasser nur um 0,2 deutsche Härtegrade zugenommen. Es ist dies alles ein Beweis, daß das Grundwasser schon ursprünglich beim Einsickern wenig Kohlensäure besaß, welche am Wege von der Infiltrationsstelle bis zur Entnahmestelle fast gänzlich durch die Bildung der im Wasser löslichen Bikarbonate vom Kalzium und Magnesium verbraucht wurde, weshalb sich die Härte am weiteren Wege bis Leoben nur mehr um 0,2 deutsche Härtegrade erhöhen konnte.

Ein sehr interessantes Beispiel von dem Zusammenhang der Wassergüte mit dem petrographischen Charakter des Schotters gibt O. Smreker[1]), welcher gelegentlich der Frage der Wasserversorgung Mannheims das hiervon östlich, am Fuße des Odenwaldes, nördlich von Heidelberg gelegene Grundwasser studierte. Dasselbe zeigte im Kalkschotter, den der Neckar von dem landeinwärts gelegenen Muschelkalk brachte, eine große Gesamthärte (34 französische Härtegrade), war deshalb nicht brauchbar. Hiervon nördlich bestand jedoch der Boden aus Kies, von dem nachbarlichen Buntsandstein stammend; aus einem Versuchsbrunnen daselbst wurde Wasser von 13,8 französischen Härtegraden gefördert, weshalb dieses Gebiet zur Versorgung Mannheims gewählt wurde.

Nicht bloß hier, sondern überhaupt pflegen die Wasser aus den Silikatgesteinen weniger hart zu sein, was sowohl für das Quell- als auch für das Grundwasser gilt.

Sehr weich ist das Wasser aus Quarzsand, Granit, Porphyr, Basalt, Gneis, Glimmerschiefer und auch aus vielen Phylliten und Tonschiefern. Die Sandsteine und Konglomerate liefern je nach dem petrographischen Charakter des Korns bzw. der Gerölle und des Bindemittels verschieden harte Wasser. So sind die aus dem Buntsandstein und dem Rotliegenden in Südwestdeutschland stammenden Quellwasser außerordentlich weich, da die Quarzkörner mittels eines kieseligen Bindemittels verkittet sind. Hingegen liefert der englische Bundsandstein wegen seines kalkigen Bindemittels hartes Wasser.

Die Beeinflussung der Quellen und des Grundwassers und deren Schutzfelder.

Die Schutzfelder hat der Geologe zu bestimmen; sie bezwecken, den unterirdischen Wasserlauf derart zu decken, daß das aus Quellen oder künstlichen Eingriffen (Brunnen usw.) entnommene Wasser quantitativ und qualitativ unverändert bleibt. In diesem Schutzfeld darf sowohl keine Wasserentnahme als auch keine abträgliche Veränderung der Qualität des Wassers, wie z. B. durch Versickern von Abfällen oder Entfernung der nützlichen Bestandteile, wie der Kohlensäure bei Säuerlingen, stattfinden. Welche Eingriffe erlaubt sind, z. B. Fundamentaushebungen, und unter welchen Bedingungen, ist festzustellen.

Es ist dies meist eine schwierige und sehr verantwortungsvolle Aufgabe, für deren Lösung sich keine allgemein gültigen Prinzipien aufstellen lassen, da eben die unterirdischen Wasserläufe sehr ver-

[1]) Vorarbeiten für das Wasserwerk der Stadt Mannheim, 1884.

schieden gestaltet sind. Für Quellen kann man die Regel aufstellen, daß das unterirdische Wasserregime von der Infiltrationsstelle bis zur Quelle und oft noch weiterhin geschützt werden muß. In manchen Fällen ist der Schutz der Quelle unterhalb von größerer Bedeutung als oberhalb des unterirdischen Wasserlaufes.

An einigen Beispielen sollen die bei der Legung des Schutzfeldes leitenden Gedanken erläutert werden.

Bei den Schichtquellen wird der Raum zwischen dem oberen und dem unteren Ausbiß der wasserdichten Schicht, also in Fig. 35 von *A* bis *Q* zu schützen sein. Wie weit im Streichen nach rechts und links, hängt von lokalen Verhältnissen und häufig vom individuellen Ermessen ab. Zieht man die Grenzen des Schutzfeldes nach der ganzen geschlossenen Ausbißlinie der wasserdichten Schicht, so bietet dieses volle Sicherheit. Es können jedoch wegen der großen Ausdehnung desselben und des dadurch bedingten Eingriffs in bestehende Rechte Schwierigkeiten entgegentreten, welche oft dadurch behoben werden können, daß das Schutzfeld der gesamten Interessengruppe verliehen wird, was ohne Schwierigkeit möglich ist, wenn jeder Interessent nur den vorhandenen Zustand aufrecht erhalten will. Fordert jedoch der eine oder der andere einen Eingriff in das bestehende Wasserregime, so kann der Geologe nur auf Grund eingehender, lokaler Studien seine Entscheidung treffen.

Die artesischen Quellen werden nach der ganzen Erstreckung des Beckens des wasserführenden Flözes mittels des Schutzfeldes zu sichern sein, also in Fig. 43 von *A* bis *C*; man hat wiederholt die Erfahrung gemacht, daß die Erbohrung eines neuen artesischen Brunnens die Ergiebigkeit der vorhandenen wesentlich herabsetzt. Dies geht auch aus dieser Figur hervor; ist in *C* die natürliche artesische Quelle, die entweder zur Wasserversorgung menschlicher Ansiedelungen dient oder welche als Kraftwasser ausgenutzt wird, so würde der artesische Brunnen bei *F* die Quelle bei *C* höchstwahrscheinlich ganz zum Versiegen bringen oder ihre Ergiebigkeit sehr stark herabsetzen.

Würde in dem Wasserlager *AB* (Fig. 47), höher oder tiefer als *F* ein artesischer Brunnen das Wasser erreichen, so würde die Ergiebigkeit von *F* mehr oder weniger beeinflußt werden, je nach der Lage des neuen Brunnens gegenüber dem bei *F* vorhandenen. Diesem entspricht ein bestimmter Senkkegel im Bodenwasser, welcher im Streichen der Schicht eine gewisse Ausdehnung hat, über welche man, wenn nicht Nachbarbrunnen vorhanden sind, auf Grund der beim Grundwasser erläuterten Prinzipien über die Ausdehnung solcher Kegel nur mit angenäherter Wahrscheinlichkeit entscheiden kann. Im Streichen des Wasserlagers wird ein zweiter artesischer Brunnen den ersten nicht beeinflussen, wenn die Entfernung beider größer als der Durchmesser des Senkkegels ist, beiderseits dieselben Verhältnisse vorausgesetzt.

Hingegen ist die Beeinflusssung in der Fallinie des Wasserlagers eine andere. Ist der neue Brunnen oberhalb des alten *F*, so ist der Einfluß auf diesen geringer als unterhalb. In letzterem Falle kann *F* das Wasser vollends verlieren oder wird wenigstens in seiner Ergiebigkeit stark herabgesetzt.

Die gegenseitige Beeinflussung zweier artesischer Brunnen kann oft sehr weit reichen; so gab der Brunnen von Grenelle (Paris) seit 1842, unbeeinflußt von trockenen und nassen Jahren, stets täglich 907 m^3; als 1861 in 3 km Entfernung der artesische Brunnen von Passy in demselben Bodenwasserstrom tiefer erschlossen wurde, sank die Ergiebigkeit in Grenelle innerhalb 40 Tagen allmählich auf 662 m^3 und ist seit jener Zeit von Passy abhängig.

Andererseits bezeugen die artesischen Brunnen der Oasen, daß das Infiltrationsgebiet viele Meilen entfernt liegen kann.

Bei Spaltquellen ist ebenfalls das ganze Quellenregime von der Infiltration von *A* bis *Q* (Fig. 48 und 50) zu schützen; ganz besonders wird man den Ausbiß der Quellenspalte möglichst genau festlegen und untersuchen. Die Infiltrationsspalten nehmen häufig ein ausgedehntes Gebiet ein, das möglichst vollständig umgrenzt wird. In dem Beispiel von Tüffer (Fig. 50) ist das Schutzfeld nicht bloß von *A* bis *Q* zu legen, sondern noch über *Q* hinaus, so daß auch noch *B* in das Schutzfeld fällt. Dieser Punkt wird damit bestimmt, daß man aus der Differenz der Temperatur des Quellwassers und jener der mittleren der Luft die Tiefe von *B* berechnet und dieselbe sicherheitshalber etwas größer in Betracht zieht. Die Lage des Verwerfers kann man aus dem Verlauf seiner Ausbißlinie auf Grund einer guten Detailkarte unter Beachtung der relativen Höhen der einzelnen Ausbißpunkte konstruieren. Man entwirft das geologische Profil genau im Maßstabe und zeichnet das Verflächen des Werfener Schiefers, ebenso wie das des Verwerfers auf Grund der in weiterer Ausdehnung ermittelten vielen Spezialfälle ein.

In diesem Profil soll der Schnittpunkt des Werfener Schiefers mit dem Verwerfer nahezu mit *B* übereinstimmen, dessen Tiefe früher geothermisch berechnet wurde, was z. B. in Tüffer genau eintrifft. Fällt das konstruierte *B* mit dem berechneten nicht zusammen, so ist zu ermitteln, was die Differenz bedingt; sie kann sowohl durch eine Änderung im Fallen der wasserundurchlässigen Schicht oder auch dadurch begründet sein, daß dem aufsteigenden Thermalast kalte Wasser zufließen.

In solchen zweifelhaften Fällen wird man stets den tiefer gefundenen Punkt *B* als Grenze des Schutzfeldes ansehen.

Beim Grundwasser handelt es sich sehr häufig um den qualitativen Einfluß. Ist derselbe bereits erwiesen, so ist die Frage meist ziemlich leicht zu entscheiden, obschon von juridischer Seite gewöhnlich getrachtet wird, die Frage zu komplizieren.

Handelt es sich jedoch um eine Neuanlage, bei welcher durch versinkende Abfälle die Qualität des Wassers geschädigt werden würde, so ist zuerst der Stromstrich des Grundwassers nach bekannter Art (S. 67) zu ermitteln. Fällt die Neuanlage in diesen, so ist besondere Vorsicht notwendig; die einfachste und gründlichste Lösung ist dann das Verbot, abträgliche Stoffe versickern zu lassen.

Doch kann die Anlage auch außerhalb des Stromstriches, doch aufwärts vom Brunnen oder der Quelle, geplant sein; es wird damit die Gefahr nicht ausgeschlossen. Ist der Saugkegel des Brunnens sehr breit, so kann die Verunreinigung in denselben eingezogen werden. Überdies kann durch Diffusion das Abwasser sich weit ausbreiten, so daß der Diffusionskreis beim Saugkegel in denselben fällt. Andererseits ist zu erwägen, ob nicht während der Wanderung infolge von Verdünnung, Filtration, Selbstreinigung u. dgl. die Verunreinigung für den Brunnen oder die Quelle belanglos wurde, was selbstredend nach eingehenden Erhebungen, besonders in Versuchsbrunnen, nur von Fall zu Fall entschieden werden kann.

Der quantitative Einfluß durch Wasserentnahme im oberen Lauf des Grundwasserstromes ist manchmal schwierig zu bestimmen. Hat eine solche Entnahme bereits begonnen und es wird vermutet, daß der untere Brunnen, dessen Spiegel gesunken ist, dadurch geschädigt würde, so ist es das einfachste, man stellt den früheren Zustand her, d. h. dem höher liegenden Brunnen darf kein Wasser mehr entnommen werden. Nach einiger Zeit, man berücksichtige die geringe Geschwindigkeit des Grundwasserstromes (S. 65), müßte im unteren Brunnen der Spiegel auf seine frühere Höhe steigen.

Dies könnte jedoch auch durch das während dieser Zeit eingetretene allgemeine Ansteigen des Grundwasserspiegels bedingt worden sein, weshalb man in demselben Grundwasserstrom wenigstens zwei andere Brunnen, welche durch den strittigen neuen Brunnen nicht beeinflußt würden, zur Kontrolle stetig beobachtet. Steigen in diesen die Spiegel nicht in gleichem Maße wie in dem angeblich geschädigten, so ist die Frage entschieden.

Beim Bergbau kann es sich darum handeln, durch ein Grundwasser hindurchzugehen, ohne dasselbe quantitativ zu schädigen; eine qualitative Schädigung ist in der Regel ausgeschlossen. Die hierbei zu treffenden Maßnahmen sind Sache des Bergingenieurs, der mittels Senkschächte das Wasserregime nur vorübergehend beeinflußt, oder mittels Bohrschächte, der Luftschleuse (Triger-Verfahren) oder der Gefriermethode ohne Gefährdung das Grundwasser durchteuft. Dem Bergbau werden Vorschriften zu geben sein, welche die Verhinderung von Abbau- u. dgl. Brüchen bis in den Grundwasserträger bezwecken.

Wasserversorgung der Ortschaften.

Obschon der Geologe sich nur um die Auffindung und Beurteilung der Wasserbezugsquelle zu kümmern hat, so wurde es als wünschenswert erkannt, daß er sich auch mit den ersten Vorarbeiten des Ingenieurs, wenigstens im Prinzip, vertraut macht.

Eine der wichtigsten Vorarbeiten des Ingenieurs, die auch vom Geologen besorgt werden kann, ja muß, wenn dieselbe nicht schon getan ist, besteht in der Feststellung der Wassermenge, welche die zu versorgende Stadt benötigt.

Man pflegt für den ersten Voranschlag die Wassermenge in Rechnung zu setzen, welche ein Einwohner, groß und klein, täglich benötigt. In dieser Zahl ist nicht bloß der Wasserbedarf des Menschen für Trinken, Kochen, Baden u. dgl. enthalten, sondern sie umfaßt auch den Bedarf des Viehstandes, der Gärten, Straßen, Springbrunnen, Industrien und Gewerbe usw. Je größer diese Zahl gewählt wird, desto vorteilhafter ist es, da ein großer Wasserverbrauch die Hygiene der Stadt erhöht, um so mehr, wenn das Abwasser auch der Kanalisation nutzbar gemacht wird. Doch häufig wird diese Zahl beschränkt einerseits durch die Wassermenge, welche zur Verfügung steht, andererseits durch die Kosten, welche die Beschaffung einer sehr großen Wassermenge erheischen würde.

Im allgemeinen werden folgende Zahlen als täglicher Wasserbedarf pro Einwohner angenommen:

Für kleine Orte	50—60	Liter
„ „ Städte	100	„
„ „ Städte mit größerer Industrie .	150	„
„ große Städte . . . . . . mindestens	200	„

Sobald einem Gemeinwesen gutes Wasser zugeleitet wird, steigt gegenüber früher der Bedarf ganz bedeutend, besonders dann, wenn früher keine Hausleitungen bestanden haben und der Wasserpreis gering ist.

Werden Wassermesser eingeführt, nachdem das Pauschalsystem einige Zeit bestand, so sinkt der Verbrauch ganz bedeutend. Derselbe ist manchmal im Sommer dreimal größer als im Winter. In vielen Städten Deutschlands zeigte sich der Mindestverbrauch im April um 6,7 Proz. unter dem Mittel und der Höchstverbrauch im Juni um 9,7 Proz. über dem Mittel.

In vielen Fällen wird jener gesamte Wasserbedarf in Rechnung gesetzt, welchen die Stadt unter Berücksichtigung der Bevölkerungszunahme nach 33 Jahren benötigt.

Diese Zunahme wird auf Grund mehrerer Volkszählungen bestimmt, wobei zu berücksichtigen ist, ob Gründe für eine raschere oder geringere Zunahme als in der Vergangenheit vorliegen. Eine sehr rasche Zu-

nahme kann durch Einverleibung der Nachbarorte oder durch den Aufschwung einer Industrie, einen Eisenbahnbau u. dgl. bedingt sein. Die Beurteilung der wahrscheinlichen Bevölkerungszahl nach 33 Jahren geschieht entweder graphisch oder rechnerisch.

Bei der graphischen Methode werden auf der Abszisse die Jahresintervalle aufgetragen, in welchen die Volkszählungen stattfanden. War dies in je 10 Jahren, so wird man in gleichen Entfernungen die Jahre an der Abszisse notieren und einen 3,3 längeren Teilstrich anfügen. Auf den Ordinaten notiert man die jedem Teilstrich der Abszisse entsprechende Bevölkerungszahl in einem frei gewählten Maßstab. Verbindet man die auf jeder Ordinate erhaltenen Punkte miteinander, so erhält man eine Kurve, welche die Zunahme der Bevölkerung darstellt. Verlängert man den mittleren Verlauf oder, je nach Erwägung, das letzte Stück der Kurve, bis sie die Ordinate der zukünftigen 33 Jahre trifft, so erhält man die zu dieser Zeit wahrscheinliche Bevölkerungszahl.

Rechnerisch wird diese auf folgende Weise gefunden. Aus zwei oder mehreren Volkszählungen, wovon E_a die frühere, E_b die letzte und n die Anzahl der dazwischenliegenden Jahre ist, wird der Bevölkerungszuwachs in Prozenten berechnet nach der Gleichung:

$$z = 100 \sqrt[n]{\frac{E_b}{E_a}} - 1.$$

Ist z. B. innerhalb 12 Jahren (n) die Bevölkerungszahl von 4529 (E_a) auf 5491 (E_b) gestiegen, so ist

$$z = 100 \sqrt[12]{\frac{5491}{4529}} - 1 = 1{,}62 \text{ Proz.}$$

Es fragt sich, wie groß die Bevölkerungszahl E_x nach x Jahren sein wird. Unter Zugrundelegung derselben Formel ist:

$$E_x = \left(1 - \frac{z}{100}\right)^x E_b.$$

Im vorigen Beispiele waren z. B. nach 40 Jahren:

$$E_x = \left(1 + \frac{1{,}62}{100}\right)^{10} 5491 = 10\,439 \text{ Einwohner.}$$

Für diese 10439 Einwohner ist die tägliche Wassermenge

$$10\,439 \times 100 = 1\,043\,900 \text{ Liter}$$

oder in der Sekunde 12,08 Liter.

Es handelt sich nun, diesen Wasserbedarf zu decken. Das Quellwasser verdankt oft gewissen Vorurteilen seine große Beliebtheit. Es wird die nahe und weitere Umgebung abzugehen sein, um zu ermitteln, ob ein ausreichendes Quellensystem vorhanden ist. Da derartige Quellen ergiebige Bäche speisen, so wird man deren Ursprungsgebiete aufsuchen und die Quellenergiebigkeit messen. Ergibt diese ein ganz befriedigendes Resultat, so ist die Frage, abgesehen von jener

der Kosten, gelöst. Ist die Ergiebigkeit nicht ausreichend, doch immerhin beträchtlich, so ist das Quellengebiet eingehend geologisch zu studieren, zu kartieren und zu profilieren. Hieraus wird zu schließen sein, ob durch Versuchsbaue die Quellenergiebigkeit erhöht werden kann. Diese Versuche wurden in den voranstehenden Abschnitten erwähnt und werden in den meisten Fällen in einem Stollen bestehen, welcher die wasserführende Schicht oder Spalte verfolgt. Aus den ersten entsprechenden Längen kann man mit Wahrscheinlichkeit die notwendige definitive Stollenlänge und daraufhin die Kosten berechnen.

Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß das Quell- bzw. Bachwasser in seinem weiteren Verlaufe verschiedentlich als Kraft- oder Gebrauchswasser bereits ausgenutzt wird und daß durch den Entzug einer bedeutenderen Wassermenge die erwähnten älteren Interessenten geschädigt werden können, woraus oft große Kosten und lange Prozesse entstehen können.

Das Grundwasser begegnet manchmal mit Recht, häufig jedoch mit Unrecht großen Vorurteilen. Aus gut gehaltenen, meist schon vorhandenen Brunnen können Wasserproben genommen und chemisch-bakteriologisch untersucht werden. Bei solchen Brunnen ist die Umgebung zu studieren, um zu ermitteln, ob nicht schädliche Einflüsse vorhanden sind; auf Grund dieser Studien trifft man dann die Auswahl des Probewassers. Solche schädliche Einflüsse sind sowohl die Abfallstoffe, die im Boden versickern, als auch der petrographische Charakter des Wasserträgers. Gerölle und Sand aus Quarz und Silikatgesteinen liefern weicheres Wasser als jene aus Kalk und Dolomit. Es ist somit eine petrographische Untersuchung und Kartierung des Wasserträgers notwendig. Hat man sich in dem Gebiete durch die Untersuchung der vorhandenen Brunnen und des Wasserträgers orientiert, so werden die Hydroisohypsen aufgenommen; reichen hierfür die vorhandenen Brunnen nicht aus, so werden diese durch Bohrlöcher oder Nortonbrunnen ergänzt. Die Schwankung des Grundwasserspiegels wird beobachtet und darüber werden auch verläßliche Mitteilungen über die vorhandenen Brunnen eingezogen.

Auf Grund dieser Vorarbeiten entscheidet man sich für den Ort des Versuchsbrunnens, welcher in der Regel auch jenem der definitiven Anlage oder deren Nähe entspricht. Es sei hier zusammenfassend erwähnt, daß der oder die Brunnen für die definitive Entnahme des Grundwassers dorthin zu legen sind, wo die Probebrunnen bzw. Bohrlöcher (Beobachtungsrohre) den porenreichsten Wasserträger (groben Sand, Kies, Schotter) in großer regelmäßiger Ausdehnung zeigten, und wo das reinste Wasser fließt, was, wie bereits erläutert, oft schon aus dem petrographischen Charakter des Grundwasserträgers vermutet werden kann, jedoch durch die chemisch-mikroskopische Analyse vollständig ausreichend bestätigt werden muß. Es soll keine Entscheidung getroffen, ja es sollen die weiteren Versuche nicht begonnen werden,

solange man über die voranstehenden Fragen nicht vollständig im klaren ist.

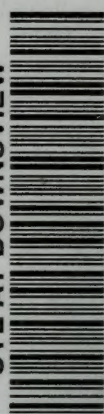
Die Beobachtungen an dem Versuchsbrunnen sollen bei niedrigstem Spiegelstand, bei uns meist im Spätherbst, vorgenommen werden. Die Wasserhebung geschieht gewöhnlich durch von einer Lokomobile angetriebene Zentrifugalpumpen, die Wassermessung mittels Überlaufs, oft mit automatischer Registrierung versehen. Das gehobene Wasser ist weithin abzuleiten, und der Pumpversuch wird mindestens durch vier Wochen fortgesetzt. Es wird der Wasserspiegel im Versuchsschacht bedeutend abgesenkt und der Pumpengang derart geregelt, daß der Spiegel nur innerhalb geringer Grenzen schwankt. Die Wassermenge wird gemessen, und in den den Brunnen umgebenden Beobachtungsrohren werden die Wasserstände bestimmt, wodurch man die Elemente zur Berechnung der Ergiebigkeit für den definitiven Brunnen erhält.

Die definitive Wasserentnahme kann auch durch einen Stollen erfolgen, welcher den Versuchschacht unterfährt. Der Stollen hat den großen Vorteil, daß die Kosten der Anlage und des Betriebes der Pumpen entfallen; er empfiehlt sich dort, wo das Grundwasser nicht sehr tief liegt und das Terrain ein starkes Gefälle hat.

Die Versorgung mittels Grundwasser wird die Ausdehnung des Senktrichters wegen der unmittelbaren Beeinflussung der nachbarlichen Brunnen zu berücksichtigen haben. Findet eine bedeutende Wasserentnahme in einem relativ schmalen Grundwasserstrom statt, so kann dadurch der gesamte Spiegel gesenkt werden, wodurch die weiter abwärts liegenden Brunnen beeinträchtigt würden.

Die Wasserversorgung mittels Zisternen, Talsperren und aus Seen gehört nicht zur Hydrologie des Untergrundes; sie seien aus technischen Gründen hier in Erinnerung gebracht.




UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 12 12 19 09 009 8